地質学雑誌 第62巻 第725号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和31年2月25日発行(毎月1回25日発行)

# 地質學雜誌

第62巻　第725号

1956年2月



日本地質学会

(東京大学理学部地質学教室内)

## 昭和 31 年度科学研究費について

私達6人が昭和 31 年度科学研究費等分科審議会委員候補者に選ばれました．このうちの2名が審議会委員に任命される予定になつていますが誰にきまるか未定です．配分の際の参考資料の一部として下記型式のカードを用意致したく思いますから，宜敷く御協力願います．昭和 31 年度科学研究費（総合研究・各個研究・助成研究を含む）を申請された方（研究担当者・分担者・協力者のいずれも）は来る**3月 31** 日までに必着するように下記の事項について記入の上，日本地質学会内科学研究費配分委員会宛御郵送下さい．（整理の部合上必ず**官製ハガキ**を用いて下さい）

1956 年 2 月

遠藤 隆次
藤岡 一男
久野 久
森本 良平
須藤 俊男
高井 冬二

記

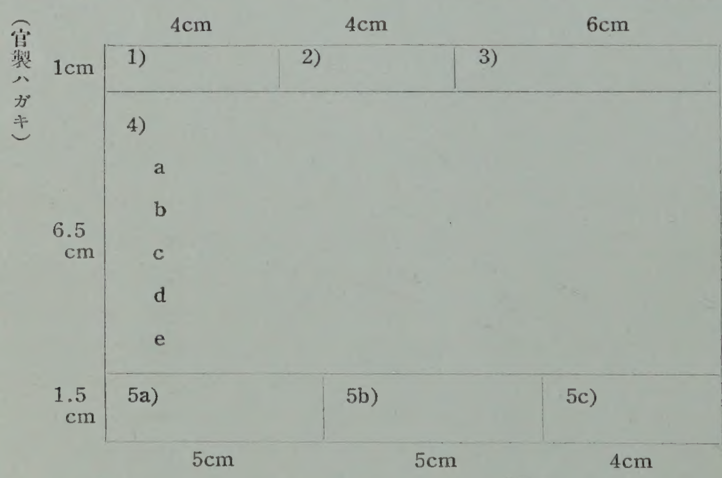
1．氏　名

2．最終学歴　大正/昭和　年　卒（中退）　大学院在籍者は大学卒業年を記入する．

3．現　職

4．論　文　1951 年以後に出版された論文のうち主なもの 5 つ以内を選び，それらの表題，掲載雑誌名，巻，号，頁，発表年月等を記入する．　共著論文の場合はその旨を附記する（記入例 a．共　著者名：表題……）．講演要旨は除外する．

5．研究題目　a）総合研究，b）各個研究の各々については研究課題及び研究担当者，分担者又は協力者の区別を担，分，協のように記入する．c）助成研究については研究課題を記入する．




注意．なお昨年度に同様カードを送付された方も改めて上記様式のカードを御郵送下さい．

第62巻 第725号 地質学雑誌 1956年2月

原著論文

# 三浦半島北部の有孔虫化石群について*

樋口 雄**

(1955年7月9日受理)

## Fossil Foraminifera from the North-Miura Peninsula, Kanagawa Prefecture, Japan

(Abstract)

Yû Higuchi

The Pliocene and Pleistocene formations distributed in the northern part of the Miura Peninsula, Kanagawa Prefecture, Japan, have been well studied as to the stratigraphy, molluscan and foraminiferan fauna. The stratigraphic sequence of these formations, chiefly based upon Otuka's report (1937), is as follows:

| Geol. age | Formation | Thickness | Lithologic charactor |
|---|---|---|---|
| Pleistocene | Byobugaura | 70 m | alt. of sandstone, siltstone, conglomerate |
| Plio-Pleistocene | Naganuma | 0～ 40 m | gray massive siltstone |
| Pliocene | Nakazato | 100 m | gray massive siltstone, tuff |
| | Koshiba | 0～100 m | tuffaceous sandstone, brown sandstone, scoria tuff |
| | Ofuna | 60～190 m | gray siltstone, sandstone |

From a detail study of the Foraminifera distributed within the enumerated formations, the writer has been able to verify two interesting features as stated below.

1) On the relationship between litho-facies and foraminifera in the Koshiba formation.

Althogh the Foraminiferal assemblages of the overlying Nakazato and underlying Ofuna formations are uniform in their compositions and indicate an outer-neritic environment, that of the Koshiba can be distinguished into two types according to lithofacies and fauna. One of these types is characterized by having many species of *Lagenonodosaria*, *Cassidulina* and *Cibicides*, in which respect it is very similar to that of the Ofuna assemblages and less so with the Nakazato. This lithofacies occurs in the upper and lower parts of the Koshiba formation and each one has a similar composition regardless of difference in horizon. The other type,

* 昭和30年4月6日 日本地質学会総会にて講演

** 東北大学理学部地質学古生物学教室

which consists of a much shallower assemblage comprising numerous species of *Quinqueloculina*, *Pyrgo* and *Elphidium*, is inserted between the first mentioned type and consists of rather coarse clastics.

From the aforementioned characteristics of the Koshiba formation, it is inferred from the data given above and further described in the text, that the formation was deposited during an unstable episodic stage within the more or less stable Pliocene sedimentaries of Miura Peninsula. The stable areas of such sedimentaries is indicated by the Ofuna, Nakazato and Naganuma formations.

2) On the problem of the boundary between the Pliocene and Pleistocene formations of Miura Peninsula.

As the result of a survey of the Foraminiferal assemblages of the five formations enumerated in the above given table, it is found that, a) the assemblages of the Ofuna, Koshiba, Nakazato and Naganuma formations indicate an open sea environment, or one with free connection with the open sea, b) the sea water temperatures indicated by the assemblages of those four formations is respectively nearly the same as the present sea adjacent to the Peninsula, and, c) the only faunistic differences between the four formations is in their respective compositions. However, with regard to the Foraminiferal assemblage of the Byobugaura formation, it is recognized that, a) a partially closed-bay or brackishwater condition prevailed, b) the water temperature indicated by the Foraminifers is much cooler than that of the aforementioned four formations, and, c) the faunal elements comprise those that are unknown from the present seas adjacent to the Peninsula.

From the above mentioned characteristics as indicated by the foraminiferal assemblages, it is inferred that the thermal change of moderate during Ofuna to Naganuma time to cool in Byobugaura time may probably correspond with the Pliocene-Pleistocene boundary.

## I. 緒　　言

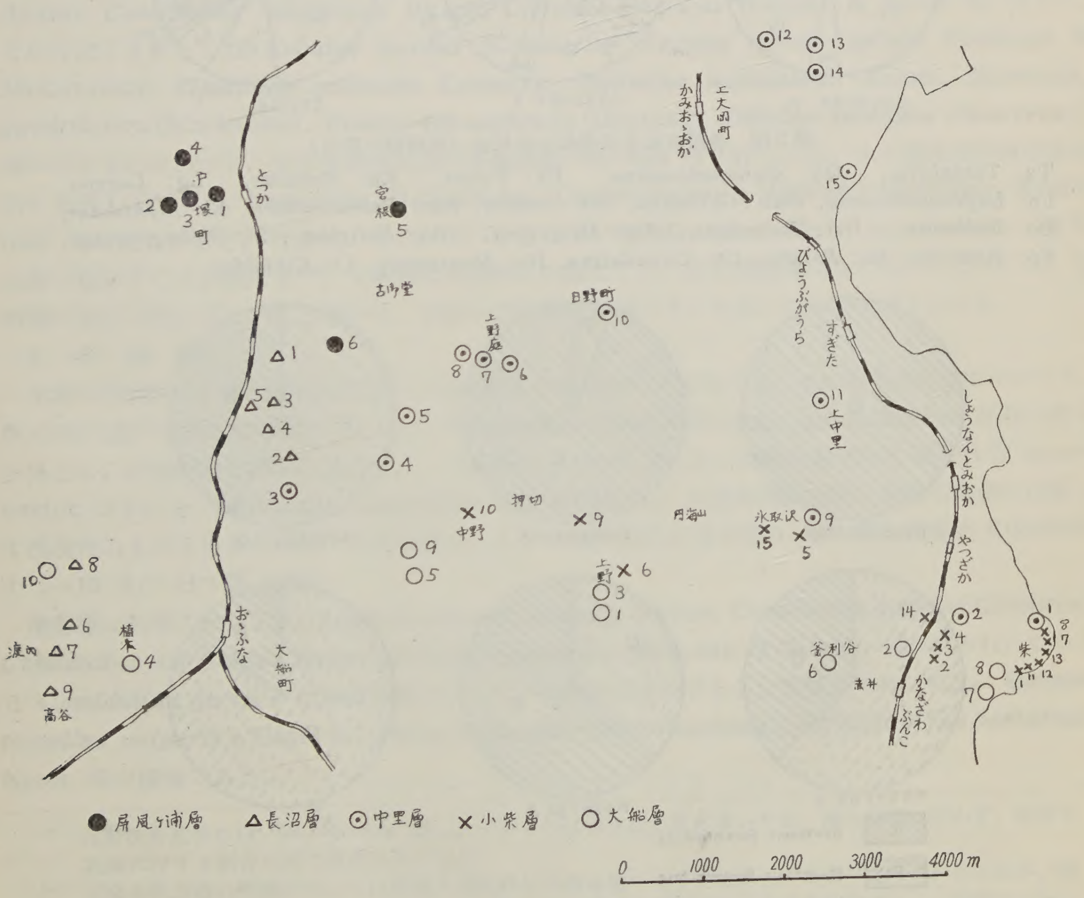
三浦半島北部地域については，古くから多くの学者の注目するところであり，種々の研究業績が見られる。特に 1937 年の大塚弥之助の研究[16]は，本地域の層序・化石・構造等に関して極めて詳細なもので，其後この結論を根本的に変更するような論文は見られない。1952年の早坂祥三の研究[5]も主として層位学的なものであるが，大体大塚と同じ結論に達している。又本地域の有孔虫に関しては，1938 年浅野清[1]が，三浦半島の有孔虫の総合的研究の一環として報告したものが見られる。又 1951 年鈴木好一・北崎梅香[18]は，本地域の有孔虫を統計的な試料採集の方法を用いて研究しているが，判然とした結論を出すには至つていない。本地域は終戦までながらく要塞地帯であつたゝめ，研究史には相当の空白が見られ，戦後も本地域は露出の状態の悪いこと等で，層位学的に未詳の問題の多い為か，特に微古生物学的な研究は余り進んでおらず，尚幾多の未解決の問題を蔵している。筆者は1953年以来本地域に発達する大船・小柴・中里・長沼・屏風ヶ浦の各層の有孔虫化石を研究して来た。然しながら上述のように，地域的に余り好条件ではないため，解決困難な問題が多く，研究の進行は必ずしも円滑には行われなかつた。こゝには現在までに集積された資料を各層単位に概括的に取まとめ報告すると共に，特に注目すべき問題点に関して，筆者の見解を明かにして諸氏の御批判を仰ぎたいと思う。

## II. 層序の概観と研究方法

本地域の層序及び一般地質に関しては，既に大塚等の詳細な研究があるので，こゝに再述するのはやめ，説明の便宜上従来の知識から層序・岩質の概略を抜き書きすれば，次の表の通りである。

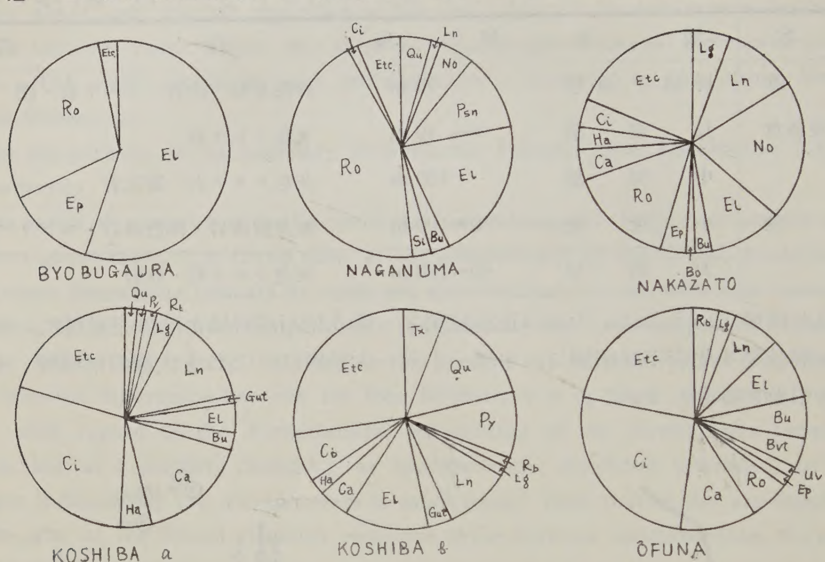
| 時代 | 層名 | 層厚 | 岩質 |
|---|---|---|---|
| 更新世 | 屏風ケ浦層 | 70 m | 砂泥互層・砂岩・シルト岩・礫 |
| 鮮新―更新世 | 長沼層 | 0～40 m | 灰色シルト岩 |
| 鮮新世 | 中里層 | 100 m | 灰色シルト岩・凝灰岩 |
| | 小柴層 | 0～100 m | 凝灰質砂岩・褐色砂岩・スコリア質凝灰岩 |
| | 大船層 | 60～190 m | 灰色シルト岩・砂岩 |

こゝで屏風ケ浦層というのは，大塚の長沼統第2・第3化石帯屏風ケ浦砂泥互層に，又長沼層は同じく大塚の長沼統第4化石帯長沼層に，中里・小柴・大船層は，これも大塚の中里層・小柴層・大船層にそれぞれ相当するものである。



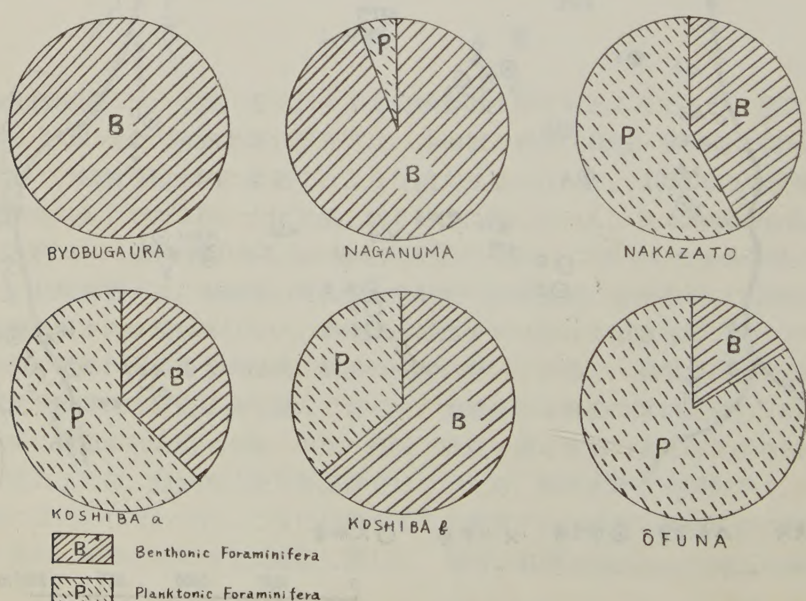

第1図　試料採集地点を示す略図

以上の諸層から筆者は有孔虫化石を採集したが，その地点は第1図に示す通りであり，屏風ケ浦層から6点，長沼層から9点，中里・小柴両層からそれぞれ15点，大船層から10点の計55点である。小柴層についてはその研究目的の性質上後述するような採集方法を行つたが，その他については，一般に露出の悪いこと及び化石を含まない試料が相当数あつたこと等から，採集地点相互間の層位的




第2図 各層有孔虫属別組成比較表（底棲種に限る）

Tx: *Textularia*, Qu: *Quinqueloculina*, Py: *Pyrgo*, Rb: *Robulus*, Lg: *Lagena*, Ln: *Lagenonodosaria*, Gut: *Guttulina*, No: *Nonion*, Psn: *Pseudononion*, El: *Elphidium*, Bu: *Bulimina*, Bvt: *Bolivinita*, Uv: *Uvigerina*, Bo: *Bolivina* , Si: *Siphogenerina*, Ep: *Eponides*, Ro: *Rotalia*, Ca: *Cassidulina*, Ha: *Hanzawaia*, Ci: *Cibicides*




第3図 各層底棲及浮遊性有孔虫含有率比較表

位置は確認されておらない。然し採集に際しては，層位の概略な関係を考慮しつゝ，地域的にも層位的にも出来るだけ偏らないよう努めたので，大体それぞれの地層を代表する試料になり得たものと信ずる。

採集された試料はすべて約 100 g のものを水洗し，その中から底棲有孔虫 200 個体を標準にして拾い，浮游性のものはこれと別に拾つた。そして百分率に応じてこれを Very Rare 以上 Very Abundant 迄の 6 段階に分けて頻度表に表示した*。

## III. 化石群の概観

こゝでは各層の有孔虫化石群につきそのあらましを述べる。おゝよその概念を得るため第 2 図及び第 3 図に各層属別組成比較表と，底棲及び浮遊性種の個体数含有率比較表を示した。これは各層毎に各試料の平均値により画いたものである。

### 1. 大 船 層

本層から採集した 10 個の試料に含まれる有孔虫化石群は，ほゞ一様な傾向を示している。化石群は Lagenidae, Buliminidae, Cassidulinidae, Anomalinidae の各科の種に富み，優勢種としては，*Lagenonodosaria scalaris* BATCH, *Bulimina marginata* D'ORBIGNY, *Cassidulina sagamiensis* ASANO, *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Cibicides lobatulus* WALKER & JACOB 等が見られ，これに次ぐものとして *Robulus lucidus* (CUSHMAN), *Lagena sulcata spicata* CUSHMAN & MCCULLOCH, *Elphidium advenum* CUSHMAN, *Bulimina nojimaensis* ASANO, *Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER), *Rotalia takanabensis* (ISHIZAKI), *Cibicides refulgens* (MONTFORT) 等が主なものであつて，又浮遊性有孔虫が全個体数の約 85% 含まれている。この群集型を現生諸資料と比較して見ると，Lagenidae, Buliminidae, Cassidulinidae が比較的多く Miliolidae, Rotaliidae 等に乏しいこと，浮遊性のものが多いこと，及び優勢種の顔ぶれ等から outerneritic の有孔虫群と見なすことが出来る**。又本層は岩質的に均質なこと，異常堆積等の全く見られないこと，化石群の変化の殆んどないこと等から，安定した静穏な環境の下に生成したものと考えられる。

### 2. 小 柴 層

本層は岩質的に岩相の変化が甚しく，化石群もそれに伴つて変化する。その内容の詳細については，IV の項に述べるが，化石群については，Lagenidae, Cassidulinidae, Anomalinidae 各科の種を主体とし，浮遊性種を 65% 近く含み，大船層とほとんど変らない深度を有すると思われる outerneritic のものと，Miliolidae, Lagenidae の種を主体とし，浮遊性種約 40% 程度の前者に比較して浅海性のものとの 2 つの異つた化石群からなる（第 2 図及び第 3 図の 4, 5 又は頻度表 KOSHIBA の 1～10 及び 11～15 参照)。

優勢種は前者においては，*Lagenonodosaria scalaris* BATCH, *Cassidulina pacifica* CUSHMAN, *Cassidulina subglobosa* BRADY, *Cibicides lobatulus* (WALKER & JAEOB), 等が見られ，このうち *Cassidulina pacifica* は本層下部において，特徴的なものである。又後者においては，*Quinqueloculina vulgaris* D'ORBIGNY, *Pyrgo vespertilio* (SCHLUMBERGER), *Elphidium fax barbarense* NICOL 等が優勢である。

---

* 浮遊性有孔虫の内 *Globigerina* 属に属するものは個体数が甚だ多いため，種の分類は行わず，底棲有孔虫に対する割合を以て頻度を表示した.

** 近来有孔虫群の性質については深度の差以外に所謂水塊による変化ということが提唱されているが，現在の段階では，こゝでその点に関し吟味し得る程に資料が充分でないので本論文では，一応深度のみによつて考察を進めておく.

### 3. 中里層

本層の化石群は採集した 15 の地点のものゝ間に若干の変化があるが，その間のはつきりとした相違を認め得る程顕著なものではない。一般に Lagenidae, Nonionidae, Rotaliidae の各科の種に富み，*Lagenonodosaria scalaris* BATCH, *Nonion scaphum* (FITCHEL & MOLL), *Elphidium advenum* CUSHMAN, *Rotalia takanabensis* (ISHIZAKI)等を優勢種とし，これに次いで，*Lagenonodosaria scalaris sagamiensis* ASANO, *Lagena sulcata spicata* CUSHMAN & MCCULLOCH, *Nonion japonicum* ASANO, *Eponides umbonatus* (REUSS) 等が目立ち，又浮遊性種は全体の約 58% を占める。大船層と比較すると，*Cassidulina*, *Cibicides* が少なく，*Nonion* (特に *N. scaphum*) 及び *Rotalia* (特に *R. takanabensis*) が多くなつていることが認められる。以上の事実からすれば，本層の堆積環境はやはり外洋性であるが，深度は大船層よりは浅く，後述する長沼層と大船層との中間に位する深度を有するものと思われる。そして本層中に岩相の変化の全く見られないこととあわせて，大船層同様，安定した環境に堆積したものと考えられる。

### 4. 長沼層

本層の有孔虫は，中里以下のものに比し若干趣を異にする。即ち本層から採集した 9 個の試料はすべて Miliolidae, Nonionidae, Rotaliidae 各科の種が豊富で，優勢種として，*Quinqueloculina seminula* (LINNAEUS), *Nonion pacificum* ASANO, *Elphidium advenum* CUSHMAN, *Rotalia* cf. *papillosa* BRADY が見られ，*Quinqueloculina vulgaris* D'ORBIGNY, *Nonion manpukujiense* OTUKA 等が之に次ぐ。又浮遊性種の含有率は中里以下のものよりずつと減少し，全体の約 5% にすぎない。即ち本層の有孔虫群はやはり外洋性ではあるが，中里に比し浅海性のものであつて，筆者がさきに報告した[6] 三浦南部の宮田層のものと同程度の深度を有するように思われる。又温度の点については，三浦周辺の現生の資料* と比較して見ると，ほゞそれと等しい程度であると考えられる。さらに中里以下のものと比較すると，中里以下は深度が大となるので三浦周辺の現生資料との比較が出来ないため，正確には推論出来ないが，CUSHMAN, NORTON, NATLAND 其他による現生諸資料を参照して見ると，中里以下の諸層と長沼層との水温の差は，深度の相違によるものを除けば，それ程いちじるしいものではないと認められる。

なお小柴層の浅海性化石群の中には，本層の化石群と極めて類似した構成を示すものが現われることが注目される。

### 5. 屛風ケ浦層

本層の有孔虫化石群は，前述の諸層のものとは全く異つた構成を示すものである。即ち長沼以下の諸層のものが何れも外洋性のものであるのに反し，本層のものは内湾汽水性の有孔虫群で，浮遊性種は全く含まれず，底棲のものも種数が極めて少なく，*Elphidium advenum* CUSHMAN, *Elphidium* cf. *clavatum* CUSHMAN, *Rotalia* cf. *beccarii* LINNAEOUS を主体とし，この中に *Eponides frigidus* (CUSHMAN) が場所によりかなりの割合で含まれ，又 *Elphidium matsukawauraense* TAKAYANAGI が混在する。*Elphidium* cf. *clavatum*, *Eponides frigidus* は何れも寒流系の有孔虫で，本層化石群の示す気候はかなり寒冷なものと思われる。

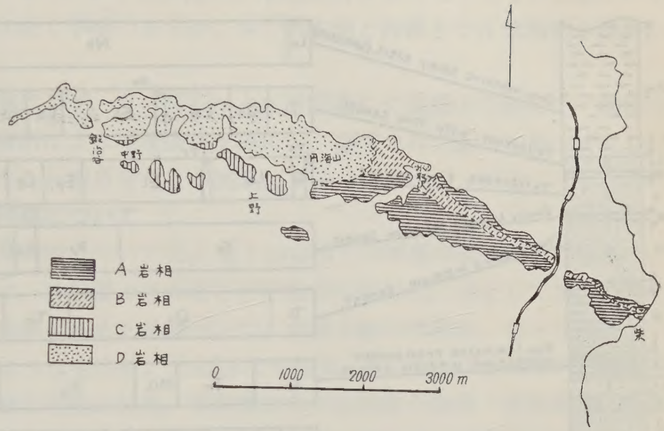
## IV. 特に注目すべき事実とその考察

以上の諸資料から考察を行うが，筆者はこゝでは，特に注目すべき 2 の問題につき述べようと思う。1 は小柴層の岩相と化石群との関係についてゞあり，他の 1 はいわゆる鮮新—更新世の境界問題

---

* 6) の論文による筆者自身の採集せるもの，浅野清の口述による蒼洋丸の未発表の資料等である．

に関連した考察である。前者は，大船・中里の安定した環境を示す2層の間に夾まれた小柴層の異常な性格に注目して行つたものである。又後者については，これが果して境界問題と題して述べることが適当か否かは，今後にまたねばならないが，当地域で古くから議論の対象になつている問題であり，筆者の有孔虫の資料からの事実を述べ，この問題の考察の一助としたいと思う。もちろんこのような問題は，広域にわたる各分野の総合的研究が試みられなければ解決することは出来ないから，ここに述べるものは何等結論的なものではないことを予め断つておくものである。



第4図　小柴層岩相概念図

**1. 小柴層の岩質と化石群との関係**

前項にもふれたように，小柴層は垂直的にも水平的にも岩相の変化が甚しく，岩相の変化はそのまま化石群の組成の上に反映されている。まず岩相の分布状態は，第4図に示す如くであつて，大体4つの岩相から成つている。

説明の便宜上，此等4つの岩相に A, B, C, D の記号を附して述べることにする。

① A岩相：本層分布地域の東半部の大部分を占めるもので，岩質は凝灰質細粒砂岩で化石を含む。部分的に偽層を呈し，又凝灰岩・スコリア質凝灰岩の帯をはさむ。

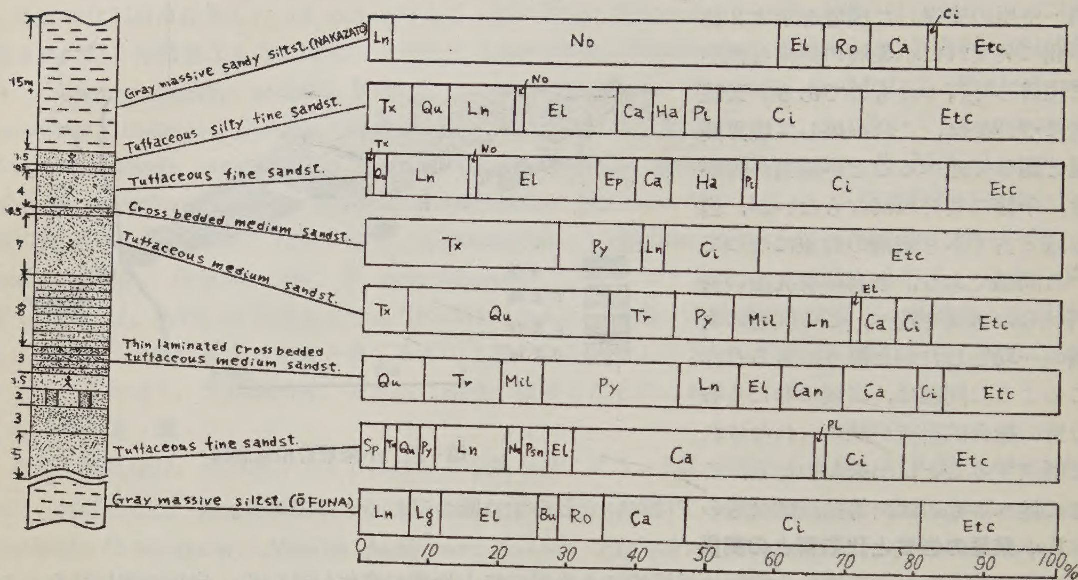
② B岩相：A岩相の中間にはさまれるもので，凝灰質中粒砂岩であり，一般に化石が豊富であつて部分的に偽層が甚しい。A岩相中に夾在する状態は，柴海岸及び京浜急行湘南線金沢文庫—谷津坂間の鉄道沿いの国道の切割において観察され，更に西方にも追跡することが出来る。この岩相は氷取沢部落において最も顕著な発達を見せている。

③ C岩相：西半部の下位を占める岩相で，含化石細粒砂岩から成る。A岩相とは凝灰質でない点だけが相違しており，直接の関係は見られないが，これと一続きのものであると思われる。

④ D岩相：西半部に大規模に発達する風化を受けた褐色中粒砂岩で，塊状であり，稀にモルドを含む以外は全く化石を含まず，勿論有孔虫も産しない。B岩相とは円海山の東麓付近で漸移しているのが認められる。

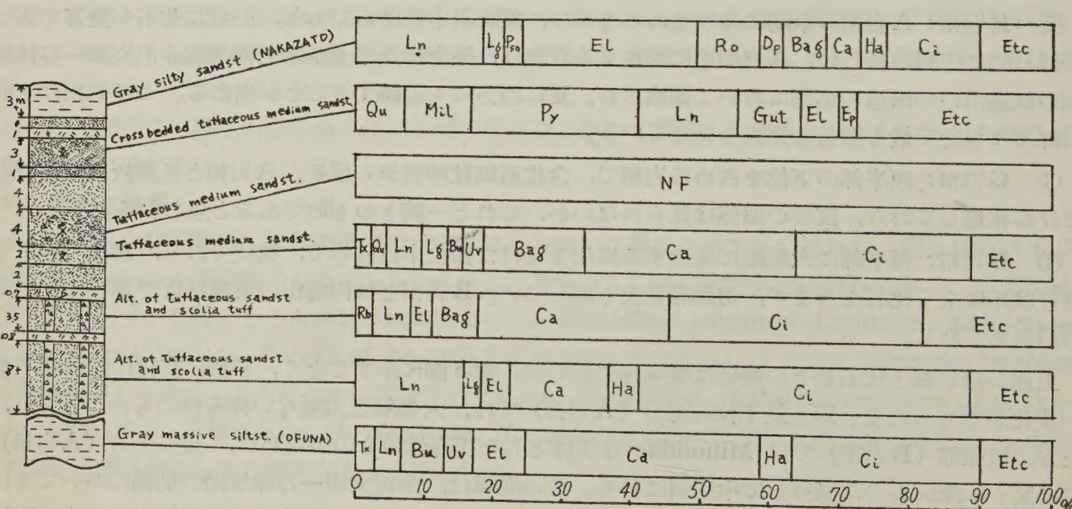
上述の諸岩相と化石群との関係は柴海岸において，第5図に示すごとく，岩相の変化に伴い化石群の変化が認められる。即ち最下位の部分（A岩相）では，大船層と大差ない深海性のものが見られ，上方の粗粒部（B岩相）では Miliolidae を主体とした浅海性のものが現われ，更に上方（A岩相）では又やゝ深いものに漸移して中里層に移る。この関係は，金沢文庫—谷津坂間の切割においてもほぼ同様であることが認められる(第6図)。そしてB岩相の延長である氷取沢の試料においても浅海性の組成が見られる。一方，上野東方（A岩相）・押切東方・鍛治谷(カジヤト)東方（何れもC岩相）の試料における化石群は，やはり大船層と殆んど変らない深海性のものである。

以上の諸事実から考察すると，小柴層は下部においては一様に大船層と同様な深い海に堆積を始めたと考えられる。そして氷取沢・柴間のB岩相部の存在は，小柴層堆積の途次において浅海化した時




第５図　小柴層柱状図及び有孔虫属別組成表 I （柴海岸）

Sp: *Spiroplectammina*, Tx: *Textularia*, Qu: *Quinqueloculina*, Tr: *Triloculina*, Mil: *Miliolinella*, Py: *Pyrgo*, Ln: *Lagenonodosaria*, Lg: *Lagena*, No: *Nonion*, Psn: *Pseudononion*, El: *Elphidium*, Ro: *Rotalia*, Can: *Cancris*, Ep; *Eponides*, Ca: *Cassidulina*, Ha: *Hanzawaia*, Pl: *Planulina*, Ci: *Cibicides*




第６図　小柴層柱状図及び有孔虫属別組成表 II （金沢文庫―谷津坂間）

Tx: *Textularia*, Qu: *Quinqueloculina*, Mil: *Miliolinella*, Py: *Pyrgo*, Ln: *Lagenonodosaria*, Lg: *Lagena*, Gut: *Guttulina*, Psn: *Pseudononion*, El: *Elphidium*, Bu: *Bulimina*, Uv; *Uvigerina*, Ro: *Rotalia*, Dp: *Discopulvinulina*, Bag: *Baggina*, Ep: *Eponides*, Ca: *Cassidulina*, Ha: *Hanzawaia*, Ci: *Cibicides*

期のあつたことを示すものと考えられる*。そして其後再び堆積環境は深くなつたものと思われる。又D岩相については，その生成過程は全く不明であるが，少く共東部と西部とでは堆積時の条件が或程度異つていたものと考えられる。

即ち小柴層は一般に深海に堆積を続けたが，その時期は火山活動激しく基盤は不安定で，堆積の途中に於て浅海化した時期もあり，又場所により堆積条件を異にし，要するに大船・中里の安定した堆積時期の間のエピソード的な存在であると認めることが出来よう。

**2.　いわゆる鮮新—更新世の境界問題について**

本地域における鮮新—更新世の境界問題については，古くから多くの学者の研究対象とされている問題である。即ち 1922 年矢部長克は，長沼層の下の著しい不整合に注目し，主として古生物学的資料に基いて，長沼層の基底に両世の境界があると結論づけた。其後多数の学者が，色々な角度から研究を試みたが，矢部の結論を動かすようなものは，しばらくの間見られなかつた。1930 年大塚弥之助は，本地域の層序・古生物等の詳細な研究の結果，長沼層以上の長沼統を鮮新・更新両世の中間の時代を示すものとして「鮮新洪積世」と命名した。其後もこの問題に関しては多数の研究者の対象となり，種々議論も重ねられたが，結論としては特に採り上げるものもなく，大塚の結論のまゝ戦時になり，空白時代を迎えた。戦後 10 年余を経た今日に至り，この問題は再び俎上にのせられた感があるが，筆者は筆者自身が取扱つた資料の範囲内で，もしこの問題の考察を試みるならば，どの様な事実が存在するであろうかと考えて見た。時代の変遷境界を論ずる場合に，その論拠を何におくかということは非常に問題であるが，鮮新—更新世というような場合には，最も大きな論拠としなければならないものは気候変化に関してゞあると思う。今こゝに取扱つた5つの地層の有孔虫化石群を通覧すると，大船・小柴・中里・長沼各層のものは，何れも外洋性のものであつて深度の差はあつても，温度の点では余り大きな差は認められない**。即ち長沼層と中里以下の諸層のものとは，化石群からは全く本質的な差のないものと判定されるのである。一方屏風ケ浦層のものは，内湾汽水性の有孔虫群で，長沼以下とは全く群集型を異にし，直に比較することは出来ないが，よくその内容を分析してみると，屏風ケ浦層には，比較的寒流系の *Elphidium* cf. *clavatum* CUSHMAN が大きな割合を占めこれも寒流系の *Eponides frigidus* (CUSHMAN) がかなり混入しており，寒い気候を指示している***。屏風ケ浦層は長沼層と同じ形態の湾の中に堆積したものと考えられるが，その間において，より深い段階にあつた長沼層よりも，より浅い段階にあつた屏風ケ浦層が，より寒い環境の下に堆積したということは，その間に相当大きな気候の変化があつたものと推測され，その気候の変化はそのまゝ鮮新—更新世の境界を暗示するものではないかと思う****。始めにも述べたように，このような

* B岩相については部分的に偽層が甚しく，化石群の変化の急激なことで，一見浅い所から落込んだものの様にも思われるが，実際の野外観察においては，その積極的な証拠はなく，又偽層を示さない部分で同様の浅い化石群の見られる例のあること(柴海岸)，円海山東方でD岩相と漸移しているのが認められること等からこの様に考えるのが最も妥当であると思われる．

** 長沼層は中里以下の各層を不整合に覆い，大塚によれば戸塚を中心として西南に開いた湾の中に堆積したものといわれているが，有孔虫の方からは，下位のものと余り大きな差はなく，小柴層のB岩相部のあるものと長沼層のものとは極めてよく類似している例が認められる．又温度の点は筆者の今回の資料では，従来一般にいわれていた様に，長沼層が異常に高温であるという証拠は全くなく，既述の如く現三浦水域と同程度と認められ，下位のものとも大差ない．

この事実は前述の浅野の口述による蒼洋丸による相模湾の現生の資料と比較してみても，うなずけるものである．

*** 内湾の堆積物中の化石群の示す温度は，それが底棲種であつても表層水の影響が大であるから，これを気候条件と結びつけることが可能である．

**** 野外観察によれば，長沼層の下底にかなり大きく見える不整合が存在するということがこの種の論を進める上に問題となるが，長沼層の分布が局限された範囲内にとゞまり，又有孔虫がさほど高温を示さないことから，長沼層を間氷期の堆積物と考えることはむしろ困難で，第1氷期以前のものであるとする方がより可能性が大であると思われる．

問題の結論は決して容易に完成され得るものではなく，解決までには尚幾多の道程を経ねばなるまいが，こゝには当地域の有孔虫のみの資料から考察した範囲内で最も妥当と思われる考えを述べておくものである。

## V. 結言及び謝辞

以上三浦半島北部の有孔虫化石群につき，資料の報告と 1，2 の問題につき考察を試みたが，なお今後に残された問題は極めて多大である。その主だったものを列記して見ると，

1. 露頭相互間の層位的関係の確認
2. 小柴層のD岩相部の生成過程及び堆積環境
3. 各層における軟体動物，その他の化石資料との比較考察
4. 境界問題について他地域との対比及び比較考察
5. 含化石層の粒度と化石群との関係
6. 浮遊性有孔虫類の精密な分析

等何れも甚だ大きな問題のみであり，当地域にはなお幾多の解明せねばならぬ未知の問題が存している。筆者の研究に関しては，諸氏の御批判を頂き討論の機会を持ち，その結果，当地域の知識の増大に資し得れば幸である。

終りに，本研究の続行に当り，当初より種々御教示並に御指導を頂いた浅野清教授・高柳洋吉氏，終始有益なる御助言を頂き又しばしば討論の機会と御激励とを与えられた早坂祥三氏，有益なる御忠言或は種々の便宜を与えられた半沢正四郎教授・畑井小虎教授・石和田靖章・伊田一善・大山桂・桑野幸夫・生越忠・多井義郎・猪俣虎彦の諸氏，試料処理に御協力を頂いた高瀬レイ氏に対し茲に深甚なる謝意を表するものである。なお，本研究における費用の一部には文部省科学研究費をあてた。

### Description of New Species

Family Cassidulinidae

Genus *Cassidulinoides* CUSHMAN 1927

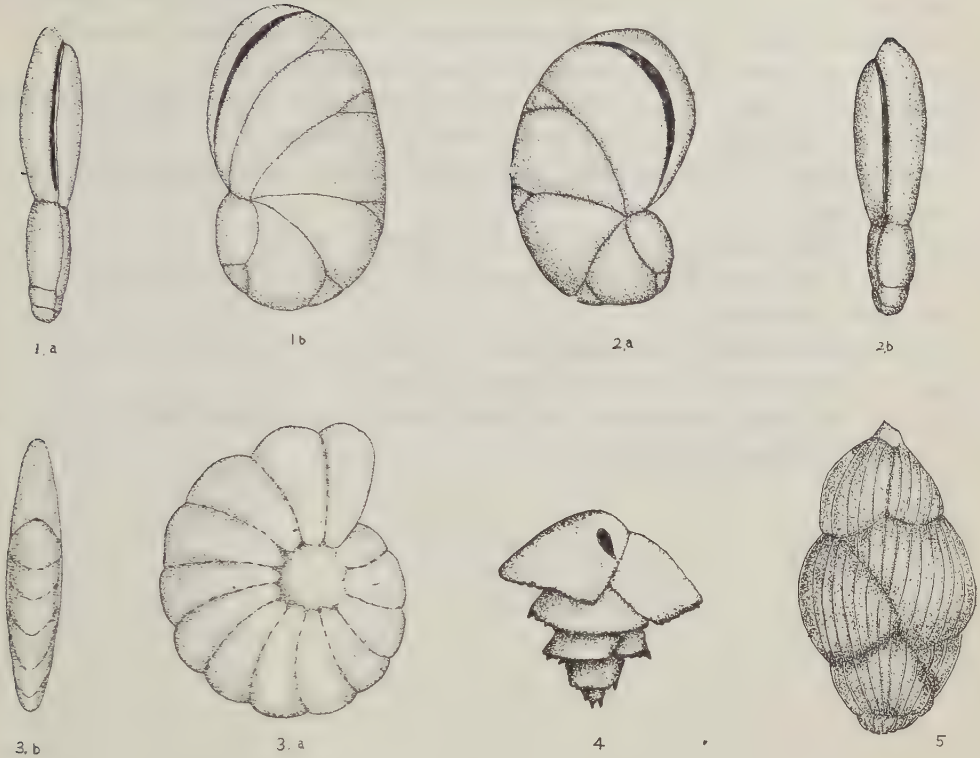
*Cassidulinoides miuraensis* HIGUCHI, n. sp.

Description:— Test broadly oval in outline, longer than broad, much compressed in side view, both sides nearly parallel, chambers distinct, younger chambers coiled, later ones uncoiled, tend to uniserial, increasing rapidly in length; sutures distinct, somewhat curved toward periphery, very slightly depressed; wall smooth; aperture an elongate narrow slit; length up to 1.8 mm, thickness 0.2～0.5 mm.

Holotype:— Shibamachi, Kanazawa Ward, Yokohama City, Kanagawa Prefecture (Lat. 35° 20' 39'' N. Long. 139° 38' 26'' E.).

Occurrence:— Few, in the Ofuna, Koshiba, Nakazato and Naganuma formations in North Miura Peninsula, also from the Miyata formation in South Miura Peninsula.

Remarks:— This secies resembles *Cassidulina orientale* in younger stages, but differs therefrom, in the later uncoiled portion of the adult test.




第 7 図　有　孔　虫　図　版

1, a·b, 2, a·b, *Cassidulinoides miuraensis* Higuchi, n. sp……………………×23
3, a·b, *Elphidium selseyense* (Heron-Allen & Earland)……………………×30
4, *Bulimina marginata* d'Orbigny……………………×30
5, *Uvigerina nitidula* Schwager……………………×13

## 参 考 文 献


1) 浅野　清 (1938): 三浦半島の化石有孔虫群, 東北大邦文報告 No. 31.

2) Cushman, J. A. (1910〜1917) A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean.

3) 藤本　治義 (1951): 関東地方, 日本地方地質誌.

4) 伏島玲子・丸橋正穂・北崎梅香 (1943): フィリツピン近海の有孔虫群と環境との関係, 資源研彙報, No. 1.

5) 早坂　祥三 (1952): 三浦半島北方隣接地域の地質, 東北大卒論, 未発表.

6) 樋口　雄 (1954): 宮田層の有孔虫化石群について, 地質雑, **60**, 703.

7) 石和田靖章 (1950): 富山湾々口底質中の有孔虫遺骸群集, 地調月報, **1**, 4.

8) 桑野　幸夫 (1953〜1954): 日本近海の現世有孔虫類の研究 I. オホーツク海南部の有孔虫遺骸群集 (1〜2), 資源研彙報, No. 32〜33.

9) Morishita, M. (1945): Foraminifera Thanatocoenoses of Ago Bay Kii Peninsula, Japan. *Rep. Comm. Treat. Marine Ecol. & Paleoecol.*

10) 丸橋　正穂 (1948): 東京湾奥部の有孔虫群, 資源研彙報, No. 19〜21.

11) 長浜　正穂 (1951): 本邦における 2, 3 の内湾の有孔虫群の研究, 資源研彙報, No. 19〜21.

12) NATLAND, M. L. (1933): The Temperature and Depth-Distribution of Some Recent and Fossil Foraminifera in the South California Region. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*

13) NORTON, R. D. (1930): Ecologic Relation of Some Foraminifera. *Ibid.*

14) OINOMIKADO, T. (1948): Recent Shallow Water Foraminifera Assembleges from Niigata Pref. Japan. *Rep. Com. Treat. on Marine Ecol. & Paleoecol.*

15) 大塚弥之助 (1930): 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最新地質時代における海岸線の変化に就て，地質雑，**37**, 442.

16) 大塚弥之助 (1937): 関東地方南部の地質構造，東大地震研彙報，No. 15.

17) PHLEGER, F. B. (1952): Foraminifera Ecology off Portsmauth New Hampshire. *Bull. Mus. Comp. Zool.* **106**, 8.

18) 鈴木好一・北崎梅香 (1951): 神奈川県横浜—逗子—片瀬地方新生代有孔虫群の研究，地質雑，**57**, 665.

19) 高柳 洋吉 (1955): 松川浦の有孔虫，東北大邦文報告，No. 45.

20) YOKOYAMA, M. (1920): Fossils from the Miura Peninsula and its Immediate North. *Jour. Coll. Sci. I. U. Tokyo.* **39**, Art. 6.

# 三浦半島北部有孔虫化石群頻度表

| Species | BYOBUGAURA | | | | | | NAGANUMA | | | | | | | | | NAKAZATO | | | | | | | | | | | | | | | KOSHIBA | | | | | | | | | | | | | | | OFUNA | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| 1. Spiroplectammina higuchii Takayanagi | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | R | R | F | VR | F | | | VR | | VR | | R | | | | | | | | | | |
| 2. Textularia abbreiviata Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | F | | | | | C | | R | | F | | | | | | | | |
| 3. T. andenensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | VR | | | | | | | | | | | | |
| 4. T. aokii Asano'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | |
| 5. T. candeiana d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 6. T. conica d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7. T. semialata Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | R | | | | | | | | | | | VR | |
| 8. Gaudryina ogasensis Cushman | | | | | | | VR | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 9. G. robusta Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | |
| 10. Pseudogaudryina ishikiensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | VR | |
| 11. P. nigataensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | R | | | F | R | | | | |
| 12. Clavulina yabei Asano | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 13. Quinqueloculina akneriana d'Orbigny | | | | | | | | | | | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | VR | | | | | | | | |
| 14. Q. contorta d'Orbigny | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | |
| 15. Q. dainitiensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | R | | | | | | | | | | | | | |
| 16. Q. elongata Natland | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | |
| 17. Q. hasimotoi Asano | | | | | | | | R | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 18. Q. lamarckiana d'Orbigny | | | | | | | | R | | | R | | F | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 19. Q. polygona d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | R | | | R | R | | | | | | | | | | | | | |
| 20. Q. seminula (Linnaeus) | | | | | | | A | A | | | C | | C | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | R | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | |
| 21. Q. sawanensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | VR | R | F | VR | | VR | | | R | F | | | | | | VR | | | | |
| 22. Q. vulgaris d'Orbigny | | | | | | | C | C | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | R | | VR | | | F | C | | | C | | | | | | | | | | |
| 23. Miliolinella circularis (Borneman) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | F | F | VR | R | | | | | | | | | | | |
| 24. M. oblonga (Montagu) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | |
| 25. Triloculina tricarinata d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | |
| 26. T. trigonula (Lamarck) | | | | | | | R | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | C | F | | VR | R | VR | | | | | | | | | |
| 27. Spiroloculina communis Cushman & Todd | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 28. Pyrgo depressa (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | VR | VR | | | VR | | | | | | | | |
| 29. P. ezo Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | |
| 30. P. murrhina (Schwager) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | VR | | | |
| 31. P. vespertilio (Schlumberger) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | VR | | R | | R | | | C | F | F | F | VR | | | | | | VR | | | | |
| 32. P. yabei Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | | | | | | | | | | | | | |
| 33. Biloculinella globula (Borneman) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | |
| 34. Robulus bicostatus Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 35. R. calcar Linnaeus | | | | | | | | | | | | R | VR | | R | | | R | R | | | | F | R | R | R | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | VR | VR | | | | | | |
| 36. R. lucidus (Cushman) | | | | | | | | | | | | VR | | | | | R | R | R | | | VR | | | | | | R | R | | | VR | R | | VR | VR | | R | | | VR | | | | R | | | | | | F | F | VR | C | |
| 37. R. nikobarensis (Schwager) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | VR | | | | | R | F | | VR | R | | | | | | | VR | | | | VR | | | F | R | R | | | |
| 38. R. orbicularis (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | |
| 39. R. pseudorotulatus Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | |
| 40. Darbyella cf. tosaensis Takayanagi | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 41. Lenticulina pergrina (Schwager) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 42. Planularia tricarinella (Reuss) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | |
| 43. Marginulina glabra d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 44. M. nakamurai (Asano) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 45. Dentalina communis d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | VR | | | | VR | | | | | | | VR | | | | | | | | VR | | | | VR | | | | | | | | |
| 46. D. emaciata Reuss | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | VR | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | VR | | | | | | | | | | | | |
| 47. D. mucronata Neugeborn | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 48. D. subsoluta (Cushman) | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | VR | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | |
| 49. D. sp. A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 50. D. sp. B | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 51. Nodosaria sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 52. Ellipsonodosaria hayasakai Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 53. E. japonica Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | |
| 54. E. ketienjiensis Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 55. E. lepidula (Schwager) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | | R | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | R | | R | | | | |
| 56. E. oinomikadoi Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | VR | | | | VR | | | | |
| 57. Lagenonodosaria scalaris Batsch | | | | | | | | R | R | R | R | VR | F | R | C | R | A | VA | | VR | VR | R | | R | | F | A | | A | R | F | A | A | C | VA | | F | R | VA | A | F | R | F | F | C | VR | R | | C | F | R | R | C | C | A |
| 58. L. scalaris sagamiensis Asano | | | | | | | | | | | | | | R | | VR | F | C | A | R | C | | F | VA | C | R | VR | C | A | R | R | F | | R | C | | F | F | F | R | VR | | | | R | | R | | F | | | | | | |
| 59. L. scalaris separans (Brady) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | |
| 60. Saracenaria schencki Cushman & Hobson | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 61. Vaginulina boso Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | VR | VR | | | | | | | | | | | |
| 62. V. tibaensis Asano | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 63. Frondicularia nangoensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | VR | VR | | | R | |
| 64. Parafrondicularia japonica Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | |
| 65. Plectofrondicularia interupta (Karer) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 66. Lagena acuticosta Reuss | | | | | | | | R | | VR | | | | | | | R | | VR | | | | | | | R | F | F | | | R | R | VR | F | R | | F | F | R | R | VR | R | | | | | | | | | VR | R | | | |
| 67. L. elongata (Ehrenberg) | | | | | | | | VR | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | |
| 68. L. globosa (Montagu) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | |
| 69. L. laevis (Montagu) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | |
| 70. L. pliocenica Cushman & Gray | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 71. L. semistriata Williamson | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 72. L. striata (d'Orbiguy) | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | R | VR | | | | F | | | | R | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 73. L. sulcata laevicostata Cushman & Gray | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | VR | VR | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 74. L. sulcata spicata Cushman & Mcculloch | | | | | | | | | | | | | | | R | R | | C | A | F | VR | VR | | C | VR | VR | R | F | R | | | VR | VR | VR | | R | | R | F | VR | | VR | VR | | | | | | F | VR | R | | R | F | |
| 75. Entosolenia catenulata Williamson | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | R | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | VR | R | | | | | | | | |
| 76. E. hexagona Williamson | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | |
| 77. E. lacunata (Burrow & Holland) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 78. E. lucida Williamson | | | | | | | | | | | | | R | | | VR | | | | | | | | | | R | | | | VR | | R | | R | | | | R | | | | | VR | | | | | | R | | | | | | |
| 79. E. marginata (Montagu) | | | | | | | R | | | | | | R | | | R | | | | | | R | | | | | | | | | VR | | | VR | | | | | | | | R | | | | | | | VR | | | | | | |
| 80. E. orbignyana (Seguenza) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 81. Guttulina austriaca d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | VR | | | | | | | | | | | |
| 82. G. irregularis nipponensis Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | VR | | | | | VR | | | | | | | | VR | | | VR |
| 83. G. kishinouyi Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | VR | | | |
| 84. G. cf. kishinouyi Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 85. G. lectea (Walker & Jacob) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 86. G. pacifica (Cushman & Ozawa) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | VR | | | | VR | VR | | | | | | | | | | | | | | | VR |
| 87. G. problema d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 88. G. sadoensis (Cushman & Ozawa) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | |
| 89. G. yabei Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | |
| 90. Globulina gibba d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 91. G. landesi (G.D.Hanna & M.A.Hanna) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 92. Glandulina nipponica Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 93. Pseudopolymorphina hanzawai Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 94. Sigmomorphina gallowayi Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | | | | | | | | | | | | |
| 95. S. notoensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | |
| 96. S. ozawa (Hada) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | |
| 97. S. semitecta terqueniana (Fornasini) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | R | | | VR | | | | | VR | | VR | | | | | | | | | | | | |
| 98. S. trilocularis (Bagg) | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | VR | | | | | VR | | |
| 99. Sigmoidella margaratae Cushman & Ozawa | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 100. Nonion grateloupi (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 101. Nonion japonicum Asano | | | | | | | R | | | | | | | F | | | | F | C | F | R | VR | C | F | C | F | | R | | | R | R | | | | | | | | | VR | | | | | | | | R | | | | | VR | |
| 102. N. manpukujiensis Otsuka | | | | | | | R | F | R | F | A | R | C | C | | | | VR | F | R | F | R | R | F | F | | F | F | | C | | | | | R | | | | | | | | | | R | R | | | VR | | | | | | |
| 103. N. nicobarense Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 104. N. pacificum (Cushman) | | | | | | | | | R | | | R | C | | | | | | | VR | | | R | | R | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | |
| 105. N. pompilioides (Fitchel & Moll) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | A | | | | | | | | | |
| 106. N. scaphum (Fitchel & Moll) | | | | | | | | | | | | | | | | VA | | C | R | VA | VR | A | F | VR | F | F | A | A | | VA | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 107. Astrononion cf. sterigerum Cushman & Edward | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 108. A. umbilicatulum Uchio | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | R | | | | | VR | R | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | |
| 109. Nonionella pulchella Hada | | | | R | | VR | VR | | | | | | | | | F | VR | F | | C | | R | | R | | F | R | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | |
| 110. Pseudononion japonicum Asano | | | | R | | | C | VA | R | C | C | | C | | | R | F | | | | | C | | R | | | VR | | VA | VR | R | VR | R | | VR | | | | VR | R | | | | | R | R | | R | F | | | | VR | C | |
| 111. P. tredicum Asano | | | | R | | | A | F | VR | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | |
| 112. Elphidium advenum Cushman | C | R | | C | F | VA | A | A | C | A | A | R | VA | VA | R | R | VA | | | | VA | C | C | R | VA | A | | F | VR | R | VR | F | | | R | R | C | A | R | A | | VR | | R | R | C | R | R | R | | F | F | A | R | R |
| 113. E. cf. alvarezianum d'Orbigny | | | | | C | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 114. E. cf. clavatum Cushman | A | VA | | A | VA | VA | A | C | R | C | | | F | F | | R | R | | | | R | F | R | | VR | F | | VR | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | VR | | | R | | | | | R | VR |
| 115. E. etigoense Husejima & Maruhashi | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 116. E. fax barbarense Nicol | | | | | | | VR | | | C | | | | F | R | R | VR | | | | | | | | | | | VR | | | R | R | F | VR | | C | R | R | | | | | | | VA | R | C | | VR | | C | C | F | R | C |
| 117. E. jenseni (Cushman) | | | | | VR | A | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 118. E. matsukawauraense Takayanagi | | | | R | | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 119. E. selseyense (Heron-Allen & Earland) | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 120. E. subincertum Asano | | | | R | R | | VR | | F | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 121. Bulimina aculeata d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | VR | | | | | | | | | | | | | F | | | | R | | C | VR | | |
| 122. B. barbata Cushman | | | | | | | | | | | | VR | | | VR | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 123. B. cf. exilis Brady | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | C | | | |
| 124. B. elongata subulata Cushman & Ozawa | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | R | | | VR | | | |
| 125. B. cf. inflata Segenza | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 126. B. cf. kochiensis Takayanagi | | | | | | | VR | | A | VR | F | | | | R | | | | | | | | | | F | R | F | C | | R | | | | VR | | | | | | | | | | | | | R | VR | C | | C | | R | F | |
| 127. B. marginata d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | VR | A | | | | | | | | C | R | C | | F | | | | |
| 128. B. nojimaensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | R | R | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | |
| 129. Virgulina complanata Egger | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | C | | | | |
| 130. V. ishikiensis Asano | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 131. V. shereibarsiana Crizek | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 132. Bolivina compacta Sidebottom | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 133. B. pseudobeyrichi Cushman | | | | | | | | | | | F | | R | | | | | | | | | R | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | |
| 134. B. robusta Brady | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 135. B. seminuda Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 136. B. subangularis Brady | | | | | | | | R | F | | | | | | | | | | | | | R | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 137. B. subangularis ogasaensis Asano | | | | | | | VR | R | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 138. Lozostomum amygdalaeforme iakiense Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | |
| 139. L. bradyi (Asano) | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | R | | | | | | | | | | R | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | VR |
| 140. L. karrerianum (Brady) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | R | | F | | | | R | | | | | | | | | | | | VR | | | VR |
| 141. Rectobolivina bifrons (Brady) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | |
| 142. R. bifrons striatula (Cushman) | | | | | | | | | | | | | | | C | | | VR | VR | | | | | R | | VR | F | R | A | R | | R | | | | | | R | R | F | | | | | | R | R | F | F | VR | VR | C | VR | C | |
| 143. Bolivinita quardrilatera (Schwager) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | VR | VR | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 144. Desinobulimina auriculata Bailey | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 145. Globobulimina perversa (Cushman) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | |
| 146. Reusella aculeata Cushman | | | | | | | VR | R | VR | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 147. R. pacifica Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 148. Uvigerina aculeata d'Orbigny | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | C | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 149. U. akitaensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | |
| 150. U. cf. bifurcata d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 151. U. excellens Todd | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 152. U. hootsi Rankin | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | | | | | | | |
| 153. U. peregrina dirapta Todd | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | F | VR | | | | R | VR | VR | C | | | R | R | | R | F | | F | R | | | R | | | | | | | F | R | | VR | | | VR | | R |
| 154. U. nitidula Schwager | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | |
| 155. Angulogerina hughesi (Galloway & Wissler) | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F |
| 156. A. kokozuraensis Asano | | | | | | | VR | R | VR | R | R | | VA | F | | | R | R | R | VR | | VR | R | C | | R | | | R | R | | R | | VR | VR | | | | | F | F | | | | R | R | | | | | | | | | |
| 157. Siphogenerina raphanus (Parker & Jones) | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 158. Chrysalidinella dimorpha (Brady) | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 159. Patellinella hanzawai Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | |
| 160. Discorbis australensis Heron-Allen & Earland | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | |
| 161. Discopulvinulina cf. bertheloti (d'Orbigny) | | | | | | | | | R | | R | | | | | | VR | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | |
| 162. D. bradyi (Cushman) | | VR | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | R | R | | | | R | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 163. D. cf. isabelleana (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | VR | | | | | | VR | | | | F | R | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 164. D. cf. nitida (Williamson) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 165. D. [illegible] (Asano) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 166. Heronallenia stellata Takayanagi | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 167. Valvulineria japonica Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | |
| 168. V. nipponica Ishizaki | | R | | | | | | | | | | R | | | | R | | | | | C | C | R | R | F | F | R | R | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | |
| 169. V. sadonica Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | |
| 170. Gyroidina nipponica Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | |
| 171. G. soldanii (d'Orbigny) | | R | VR | A | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | VR | | | | |
| 172. Eponides frigidus (Cushman) | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | R | | | |
| 173. E. haidingerii (d'Orbigny) | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | R | | | F |
| 174. E. orientalis Asano | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | R | A | | VR | | VR | | A | C | | R | F | | R | VR | | R | | F | | | | VR | | | | | | R | | | VR | | R | VR | VR | |
| 175. E. praecinctus (Karrer) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | |
| 176. E. umbonatus (Reuss) | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | A | R | | F | | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 177. Pseudoeponides japonicus Uchio | | | | | | | | F | | | R | | | R | C | | | | | | VR | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 178. P. nakazatoensis (Kuwano) | A | A | F | | VA | R | | A | | | A | | A | VA | | | | | | VR | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | C | | | VR | | | | | | |
| 179. Rotalia cf. beccarii (Linnaeus) | | | | VR | | | C | | F | | | | | | | | | VR | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 180. R. japonica Hada | | | | | | | R | | | C | | F | | | | | | | C | | | | | VR | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 181. R. inflata (Seguenza) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 182. R. ketienjiensis Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 183. R. ketienjiensis angulata Kuwano | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 184. R. nipponica Asano | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | C | A | VA | R | R | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | |
| 185. R. ozawai Asano | | | | | | | C | C | VA | R | C | VA | C | | | | C | VR | F | A | VR | C | A | F | C | C | VA | C | VA | VA | | | | VR | | | | | R | | | | | | | | R | R | F | C | F | C | C | F | |
| 186. R. cf. papillosa Brady | | | | | | | | | | | | R | | | VA | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 187. R. takanabensis Ishizaki | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | |
| 188. Epistomina elegans (d'Orbigny) | | | | | | | F | | R | R | C | | R | R | | | | VR | VR | | | | | | VR | | | R | | | | R | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | |
| 189. Globulina gibba d'Orbigny | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | R | | | | | | | | | | C | R | | VR | | | | | | | | | | | |
| 190. Cancris auriculus (Fichtel & Moll) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | R | VR | R | VR | VR | | R | C | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | |
| 191. C. indicus (Cushman) | | | | | | | | | | | | | | | | F | C | R | F | | | | | VR | | VR | | | | | VR | R | A | A | F | R | | | | F | R | | | | | | | | | | | | | | |
| 192. Baggina phillipinensis pilulifera Cushman & Todd | | | | | | | | | | | | | | | | F | VR | C | | C | | F | | | | R | F | | | | | R | | | | | R | R | | | | VR | | | | | VR | | C | | R | R | | | |
| 193. Baggina totomiensis (Ishizaki) | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | | | | | |
| 194. Cassidulina asanoi Uchio | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | A | | VA | A | | | | | | | C | | | | | | R | VR | | | | | VR | | |
| 195. C. orientale Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | R | R | | | | | | | | | | VR | | VR | | R | C | R | F | | F | VR | R | R | C | VR | R | | | VR | | C | VR | R | VR | R | VR | C | | R |
| 196. C. pacifica Cushman | | | | | | | | | | | | VR | R | | R | | F | | | | | VR | | VR | R | | | | | | F | F | C | C | | VA | VR | R | R | | | VR | | | VR | VR | A | | R | | VR | F | C | VR | F |
| 197. C. sagamiensis Asano | | | | | | | | | | | | | | | R | | | R | | | C | VA | | | R | R | | | VR | | VR | R | | | | F | VR | R | | VR | | | | | | VR | F | | R | R | R | | VR | F | |
| 198. C. subglobosa Brady | | | | | | | | | | | | | | | | | | C | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 199. C. subglobosa depressa Asano & Nakamura | | | | | | | | | | | | | VR | | | VR | | | | | | | | | | VR | | | | | | VR | | | | R | | | | | | | | | | | | | C | | VR | | | | |
| 200. C. subglobosa subsp. A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | R | R | | | R | | | | | | | | | | | | | | | C | | | |
| 201. Cassidulinoides miuraensis Higuchi n. sp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | F | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 202. Ehrenbergina bosoensis Takayanagi | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | VR | | VR | | | | VR | VR | | | | VR | | | | | | | | |
| 203. Pullenia bulloides (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 204. P. quinqueloba (Reuss) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | C | | | | | | | VR |
| 205. P. salisburyi R.E. & K.C. Stewart | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | VR | | | | | | | | | | R | R | | VR | F | | R | | R | | | | | | | R | | | | | R | F | | R |
| 206. P. elegans Cushman & Todd | | | | | | | | | | | | | | | | VR | VR | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 207. Anomalina balthica (Schroeter) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 208. A. glabrata Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | | VR | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 209. A. flintii Cushman | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | R | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | |
| 210. A. cf. nipponica Asano & Inomata | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | F | F | R | VR | C | VR | VR | | | | R | R | | | | R | VR | | | R | VR | | | | | | | | | | R | R | | | |
| 211. Planulina cf. ariminensis (d'Orbigny) | | | | | | | VR | | | | F | | | | | | R | | | | R | VR | A | | C | VR | | | R | C | | F | | R | F | C | C | C | R | R | | | | | C | VR | F | | | VR | VR | VR | F | R | F |
| 212. P. subdepressa Asano | | | | | | | | VR | F | | | | | | | | C | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | R | C | | | A | R | | A | | |
| 213. P. wuellerstorfi (Schwager) | | | | | | | | | | | | | | | A | R | C | | R | | VR | VR | | | | R | F | | R | | F | VA | C | R | A | A | A | A | VA | VA | R | R | F | VR | | V | C | F | VA | | F | A | F | VA | VA |
| 214. Hanzawaia nipponica Asano | | | | | | | | | VR | F | R | | | VR | VR | | | | | | VR | | | | | | | | | | | A | VA | A | R | F | | VR | | F | | | | | | | C | | | R | F | | C | R | |
| 215. Cibicides aknerianus (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | F | | | | R | | R | | | | R | R | | | | R | | | VR | | R | R | R | F | VR | A | F | R | VR | F | | VR | R | | | | C | VR | | | C | R | C | R | C |
| 216. C. lobatulus (Walker & Jacob) | | | | | | | VR | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | | | | | | | | | | | VR | | | | | | | | |
| 217. C. pseudoungerianus (Cushman) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | |
| 218. C. refulgens (Montfort) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | |
| 219. C. tenuimargo (Brady) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 220. Dyocibicides biserialis Cushman & Valentine | | | | | | | R | VR | R | R | R | R | F | R | F | A | VA | R | R | R | A | VA | F | R | VA | R | F | VA | F | C | A | VA | VA | VA | R | C | C | C | VA | VA | C | F | R | C | R | C | VA | R | VA | VA | VA | VA | VA | VA | F |
| 221. D. perforata Cushman & Valentine | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | VR | | VR | R | | | VR | | | | | VR | | | | | | | | | | | | R | | | | R | | F | F | F | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 222. Globigerina spp. | | | | | | | | | | | | | | | | | | R | F | | | | | | R | | | F | | | | | | | | | | | | | | | | | VR | | | | F | R | F | | | | |
| 223. Globorotalia menardii (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 224. G. truncatulinoides (d'Orbigny) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 225. Pulleniatina obliquiloculata (Parker & Jones) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

VR ; Very Rare R ; Rare F ; Few C ; Common A ; Abundant VA ; Very Abundant

# Geotectonics of the Pacific with Reference to South-western Japan

## II. Geotectonics of the Kii Peninsula in Connection with the Subjacent Igneous Mass, occupying the Greater Part of it

by

Shingo EHARA

(Received July 30, 1955)

Contents



### 1. Introduction

The geologic formations of the Kii Peninsula are, not only the prolongation of those of Shikoku, but also belong to the same tectonic province with Eastern Shikoku. Therefore, before entering into the study of the Peninsula it would be necessary to examine the geotectonics of Shikoku, which might give us many informations about the Pacific and Japan Sea movements.

The geotectonic study of the Kii Peninsula would not be carried out by the principle which merely dwells upon the lateral thrust coming from the north; but by making up for the Pacific movement, it might be brought to fulness.

The hypocenter of the Nankaido earthquake, considered to lie in the south sea bottom of the Kii Peninsula, which is underlaid by the subjacent igneous rocks, may be treated from the geologic standpoint, while it is not done so in Shikoku where no igneous bodies are remarked under the continental slope to the south of Cape Muroto.

In these and other meanings the geotectonic study of the Kii Peninsula would be a test for that of Shikoku.

### 2. The subjacent Igneous mass of the Kii Peninsula

To explain the extruded Liparite lava in the Kii Peninsula let us suppose the occurrence of the granitic batholith under it, which may be probed geologically and geophysically. This supposition is extremely important for the study of the Peninsula, whose example is given by DALY on the Yellowstone National Park of the U. S. A., where the rhyolite is extruded from the granitic batholith at the early Pleistocene time, and an unexampled profusion of hot springs and geysers is flowing out of the batholith at present.

In the Kii Peninsula the quartz-porphyry which appears to have been extruded from the granitic batholith is extending, not only along the eastern half of the Peninsula from Cape Shionomisaki toward the town of Nagashima passing through the city of Owase, but also along the Ômine range to Dorokawa. Moreover, the hot springs, closely related to the batholith are found everywhere in the valleys between the city of Tanabe and the Totsukawa River, far distant to the north-east of the former; and on the south-east coast of the Peninsula.

From the distribution of the extrusive rocks and the hot springs one may define the north boundary of the granitic batholith, which traverses toward north-east, the Peninsula from the town of Minabe to the north of Miyai where the Totsukawa and Kitayama Rivers are joining to the Kumano River. At Miyai the boundary is separated in two directions, one going toward north along the Ômine range, and the other north-east toward Owase. The whole Peninsula to the south of the boundary may have been occupied by the granitic batholith. Lately, under the leadership of C. TSUBOI, the Seismological Institute of the Tokyo University has completed the gravity Survey of the whole of the Japanese Is.—Hokkaido, Honshu, Shikoku and Kyushu. According to him, the Isanomaly of Cape Shionomisaki reaches to +150 mgal which gradually degrades to +80 mgal at Owase lying north-north-east from the former. The trends of the Isanomaly lines are north-east to south-west which coincide with the distribution of the granitic batholith. The distribution of the lines shows the occurrence of a heavy mass under the Kii Peninsula, extending from Cape Shionomisaki toward Ujiyamada passing on the way through the city of Owase, which includes the Ômine range and the 2,0000 meters depressed basin of the Kumanonada.

Further, I. TAMAKI of the Seismological Institute of the Kyoto University studied the structure of the earth crust of the Japanese Is. by means of the shallow earthquake waves. He detected the granitic layer in the two routes—between Wakayama and Cape Shionomisaki; Owase and Cape Shionomisaki. His study appears to indicate the granitic layer extending, not only under the Kii Peninsula, but also under the continental shelf of the same. The granite which exposes itself at Cape Ashizurisaki in Shikoku intrudes and metamorphoses the Upper Cretaceous of Uwajima and may be the same in the geologic age with that, extended under the Kii Peninsula.

The intrusion of the granitic batholith of the Kii Peninsula may have been the Late-Cretaceous, by which the south portion of the Hidaka group had been depressed away at the position now occupied by the Muro Paleogene group. The batholithic intrusion may have been associated with the Pacific movement which pressed the Peninsula from south to north, and the protruding portion of the batholith which is manifested by the Ômine range has pushed into Paleozoic of Mt. Yoshino, far in the depth of the ground; and to the north of Nagashima the other portion of the batholith, into the Paleozoic of Ise Prov.

### 3. Geotectonics of North Kii mountain land

The geologic formations of Western Kii are almost the same as those of Eastern Shikoku, as shown in the following table.

| Eastern Shikoku | Western Kii |
|---|---|
| Granite (developed at Sanuki) | Granite (developed to the south of Ôsaka) |
| Izumi sandstone series | Izumi sandstone series |
| — Median line — | — Median line — |
| Crystalline schist series (containing Ôboke gneiss & Besshi series) | Crystalline schist series (not differentiated as in Shikoku) |
| Mikabu series | Mikabu series |
| Chichibu series (comprising the Permo-Carboniferous, Gotlandian and Lower Triassic) | Chichibu series (not so differentiated as in Shikoku) |
| Mesozoic series (Containing Up. and Low. Cretaceous, Up. Jurassic and Up. and Mid. Triassic) | Mesozoic series (less kinds of the Mesozoic series than in Shikoku) |
| Akigawa series (including the Terasoma, Nishikawa, Higashikawa & Muroto groups) | Hidaka series (containing Inami series & Matoya series but not so differentiated as in Shikoku) |
| Naharigawa series | Muro series |
| Akigawa series (corresponding to the Muroto group, intruded by Gabbro) | Altogether lacking, outside the quartz-porphyry exposed at the Cape of Shionomisaki and Isle of Ôshima |

The east-west trend of both the regions are the same; but within the Western Kii Peninsula, it changes from east-east-north to north-east.

Along the median line which runs almost parallel to the Kinokawa R., the crystalline schist series gradually fades away to the west of the town of Gôjo, while the Izumi sandstone series also disappears along the same line in the town of Kamiichi, the north of Mt. Yoshino. Thence along the median line, the Mikabu series comes into contact with the granitic series of the inner zone; which all the way, stretches toward east reaching the city of Ujiyamada.

Such phenomena as the median line shows, mentioned above, are not to be met with in Shikoku, where by the pushing out of the Hiuchinada from the north-west the arcuate layers extend all the way, up to the Nankai trench; and moreover, the Pacific movement has pressed the arcs opposite from the front of the same, causing the depression of Tosa Bay and the underthrust of the north of the Kôchi environs.

In the Kii Peninsula the Pacific movement reaches its culmination in the north of the Ômine range where it presses all the strata of the outer zone from the south against the granite of the inner. Both the sides of the Ômine range whose trend is north-south, are limited by the Kitayama R. and the Totsukawa R. which are flowing north-south; and the range consists of the steep inaccessible ridges whose height reaches 1,000 meters above. The ridges of the Ômine range are composed of the quartz porphyry penetrating the Hidaka group. At the foot of the range, the group is metamorphosed into hornfels, cut by many small veins of aplite, which suggest the approach of plutonic rocks near the surface. The Hidaka group of the Ômine range is strikingly different in geologic structure from the same group of the western part of the Kii Peninsula. Near the boundary between the Paleozoic and the Hidaka group of the Ômine range, the strata of the latter dip north at small angles, and are said to have intercalated Torinosu limestone at the top; while both the Paleozoic and the Mikabu series which lie to the north of the Hidaka group dip north, as the Hidaka group of the Ômine range does, showing the inverted stratigraphical order. They may have been subjected to the pushing of the granitic batholith underlying the Ômine range by the underthrust of the Pacific.

The Pushing of the Ômine range into the strata Hidaka, Chichibu and Mikabu of the north Kii mountain land was made at Mt. Yoshino which lies between Mt. Kôya and the Ôdaigahara Plateau, while that of the Paleozoic to the north of the Ôdaigahara Plateau into the Mikabu series is clearly described by IIZUKA of the Geological Survey, on his Nojiri sheet.

By the pushing of the granitic batholith of the Ômine range, all the strata developed at the western part of the Kii Peninsula have delineated the arc, turning the convex side toward the north, whose top is just the town of Kamiichi, in the north of Mt. Yoshino where the arc is pressed against the granite of the inner zone. The fading away of the crystalline schist and the Izumi sandstone series mentioned above, may be attributed to the pushing of the Ômine range which pressed the outer zone of the Kii Peninsula against the granitic series of the inner, at Kamiichi.

Together with the pushing of the Ômine batholith, however, the batholith of Owase which forms a subjacent igneous mass of the Kii Peninsula has pushed into the Paleozoic of Ise, and not only makes a curve to the boundary between the Matoya series and the Paleozoic, but also along the median line has pressed the Paleozoic and the Mikabu series against the granite of the inner zone.

### 4. Tectonic remnants of the Izumi sandstone series on the median line

Twenty years ago, the spotted occurrences of the tectonic remnants of the Izumi sandstone series, which once disappeared to the north of Mt. Yoshino, have been discovered by R. SUGIYAMA of the Geol. Inst. of Niigata University, on the median line between Kamiichi and Ujiyamada. The remnants may be part of the basal layer of the same series.

In the Shikoku, the Izumi sandstone thrusts over the crystalline schist series along the median line from the north; but to the south of the Hiuchinada there is a different way of movement, represented by the crystalline schist series which is subjected to the Pacific movement from the south. The Izumi sandstone subjected to the lateral thrust from the north-west, thrusts over the crystalline schist series which is being pressed from the south. Under such circumstances, the granite of the inner zone, overlaid by the basal layer of the Izumi sandstone proceeds and approaches to the crystalline schist series by pushing away the upper layer of the Izumi sandstone more and more.

In the Kinki district, when the granite of the inner zone overlaid by the basal layer of the Izumi sandstone, is subjected to the lateral thrust from the north and comes into contact with the median line and the Mikabu series, which are subjected to the underthrust from the Pacific, the Izumi sandstone would be squeezed out, leaving the basal layer over the same line.

In the Kinki district, both the movements of the Japan Sea and the Pacific appear to have conflicted with each other on the median line between Kamiichi and Ujiyamada, which may be shown by the tectonic remnants of the Izumi sandstone. According to S. MATSUSHITA of the Kyoto University, in the Kinki district there are two or three zones of Mylonite in the granitic series, parallel to the median line. The same geologic phenomena are to be observed in the Izumi sandstone of Shikoku, where faults parallel to the median line are running closely near the same line. MATSUSHITA states that the origin of the median line belongs to the Pre-Upper Cretaceous; and the later movements may have happened along the same old tectonic line. His theory may be valid in the meaning that the later movements took place under the lateral thrust from the south or the north.

## 5. Geotectonics of the southern Kii Peninsula

In South Kii, the boundary between the Hidaka and Muro groups may be the east-west fault connecting the town of Minabe on the western coast, and the village of Miyai where the Totsukawa R. and the Kitayama R. join to the Kumano R. It would correspond to the north boundary between the Akigawa and Naharigawa series in eastern Shikoku, whose eastward prolongation, passes all the way through the straits of Kii and may be connected to the former.

In the Naharigawa series no fossil was contained except the one that S. SAWATA, the assistant of the author had discovered "fucoid" at Kannoura. Fifteen years ago, at the Muro group in Kii, some impressions of Algae were discovered at Horagatani, to the east of the city of Tanabe; and by the suggestion of the writer, S. MIKI of the Kyoto University went there and collected some pieces of them, which he described, with those discovered by the writer from the Upper Cretaceous of Uwajima in western Shikoku. They are *Paleodictyon majus* MENEGHINI, *P. tenue* KORIBA & MIKI, *P. robustum* KORIBA & MIKI, *Hydrodictyon teritarum* KORIBA & MIKI. But Muro group would not be defined as the Upper Cretaceous, merely with these fossils alone.

The south boundary between the Naharigawa and Akigawa series in eastern Shikoku runs to west-east passing through the town of None, from where, however, along the fault cliff between the continental shelf under the Kii channel, and the Toki graben passes through the neck of Cape Shionomisaki in the Kii Peninsula. Under the circumstances mentioned above, the Muroto sphenoidal block in the south of the Naharigawa series, which consists of the Akigawa series intruded by gabbro, and makes tilted movement at the ordinary time, but rises up suddenly at the Nankaido earthquake, is altogether lacking in the south of Cape Shionomisaki, where the abrupt upheaving is also recognized in the same earthquake.

S. MATSUSHITA says, "The Muro and Shimosato groups whose trends are west-east, occupy the south of the Hidaka group and obvious by construct a part of the outer zone of south-western Japan; but the Miyai and Tanabe groups whose geologic age is Miocene, appear to be independent in the geologic distribution of the same zone. Because the former whose trend is from north-east to south-west forms the deposit, that occupies a boat-shaped basin, while the latter forms a local deposit around the city of Tanabe, whose unconformable boundary between the Muro groups turns the convex side toward north-east, dipping south-west."

The dipping to south-west of the Tanabe series may be attributed to the depression of the Toki graben which lies to the south-west of Tanabe.

The Miyai group, however, whose deposits contain coal seams in the upper horizon, but marine fossils in the lower, forms a synclinal basin whose axis runs north-east to south-west, along the eastern margin of the Peninsula from Kushimoto toward Owase; and it is evident that the distribution of the group has a close connection with a part of the subjacent granitic batholith, which may have submerged in the Pre-Miocene, forming the basin where the Miyai group had deposited.

In the Kii Peninsula, the main portion of the granitic batholith which is manifested by the distribution of the Isanomaly lines of gravity may occupy the south of the Peninsula. But from the distribution of quartz porphyry in the Miyai basin, and of the Isanomaly lines one may suppose the existence of a part of batholith extending from Kushimoto toward Ujiyamada passing through the town of Owase, along the eastern coast. We may, moreover, suppose the eastern elongation

of batholith into the sea, which extends to the 2,000 meters cauldron depression occupying the continental slope of the Kumanonada.

At the early Pleistocene time, the depression of a part of batholith may have occurred at the place of the cauldron depression of the Kumanonada, and at that time, as MIZUNO and TANAI of the Geological Survey remarked, the north-south faults running parallel to the eastern coast may have arisen along the axis of the Miyai basin as well as along that of the Ômine range respectively, through which the quartz porphyry has been extruded from the granitic batholith. According to M. SAWATARI who studied the geology of south Kii, the acidic rocks in the Miyai basin are extruded in the descending order as follows: 1) Biotite granite porphyry, 2) Persemic garnet bearing Biotite liparite, 3) Glassy biotite liparite, 4) Felsic biotite liparite. They may indicate the order of the crystallization of the acidic magma contained in the batholith.

It should be noticed that in the extrusion of the acidic magma from the granitic batholith, there was an influence of the Pacific movement. Along the middle and the lower course of the Koza R. which is flowing to west-east through South Kii, there is a dyke rock of quartz porphyry extending widely from west to east from Kuratogo via Shimosato, to Daichi, which penetrated the Tertiary of this district. The extrusion of the same rock may be attributed to the underthrust from the Pacific which pressed the Tertiary from south to north.

According to M. ISHIMOTO, the mining geologist of the Myohoji Mine, of the district, the quartz porphyry is extruded along the tectonic lines of the trend, west-east, north-east-east and north-west and the pyrite deposits are produced in the sandstone of the Miyai series, by the igneous activity and the supply of the mineralized water coming from the subjacent batholithic rocks. The three kinds of the tectonic lines may have been formed by the lateral thrust coming from the Pacific. Here again, ISHIMOTO recognized the occurrence of the granitic batholith from the standpoint of the miners.

The 2,000 meters cauldron depression of the Kumanonada may be attributed to the underthrust of the Pacific movement which pressed the Nankai trench to the south of the Kumanonada where a mass, probably of igneous origin is pushed into the trench from the south.

## 6. An Occurrence of Guyot(?)and the tectonics of the Nankai trench

According to the chart published by the Hydrographical Department in 1951, at the point N. Lat. 31°60′, E. Long. 135°80′, to the south of Cape Shionomisaki, there is a swell, like the submarine volcano, whose height reaches 1,600 meters from the abyssal bottom. The late R. TAYAMA once wrote to the writer that it might be a Guyot(?). Around the Guyot(?)there are other swells on the sea floor but not so remarkable as the former.

To the south of the Izu Peninsula there is the volcanic chain of Niijima and Kôzushima, whose trend is north-east to south-west. The volcanic chain extrudes the Liparite and may be older than the Fuji volcanic zone where Andesite erupts. The chain is parallel to the Nankai trench, and occupies the south side of the same, whose terminal lies to the west of the Izu Peninsula. The Niijima volcanic chain and the terminal of the Nankai trench are parallel to the Akaishi, Kiso and Hida mountain ranges and form an Echelon which occupies the western margin of the Fossa Magna. When the trend of the Niijima chain is elongated to the west

parallel to the south margin of the Nankai trench, it will come to contain the Guyot( ? )mentioned above, to the south of Shionomisaki.

As N. KUMAGAI of the Kyoto University remarked an existence of cryptobatholith on the outside of the Sanriku trench, if there occurs a magmatic reservoir outside the Nankai trench, the granitic batholith under the Kii Peninsula may have intruded laterally from the same by the Pacific movement.

To the south of Tosa Bay the trend of the Nankai trench is from north-east to south-west and whose distance from the median line reaches 230 kilometers. But to the south of Cape Shionomisaki, the trend, not only turns west-east the distance from the median line becomes 180 kilometers, approaching to the land by 50 kilometers nearer than the former.

At the Muroto Peninsula in Shikoku, the Akigawa series to the south of the Naharigawa series forms a sphenoidal block which is sinking at the ordinary time, but rising suddenly at the Nankaido earthquake. In the Kii Peninsula, the block which corresponds to the Muroto sphenoidal block is altogether lacking in the south of Cape Shionomisaki.

It may be attributed to the Pacific movement, by whose underthrust the block to the south of Cape Shionomisaki is depressed away, and the crystalline schist as well as the Izumi sandstone series are pushed away from the north of the Kii Peninsula. The approaching of the Nankai trench to Cape Shionomisaki may be partly due to the three subtractions of the land.

To the south of the Kumanonada, the Nankai trench strikingly reduces its width by the pushing into of a mass like an igneous body. Henceforth the trend of the trench becomes north-east and after running parallel to the median line, reducing its breadth and passing through the Yenshunada reaches the mouth of Suruga Bay where it ends. In the Yenshunada there is a remarkable constriction of the trench, which may be attributed to the fault passing there. The Nagoya-Fukui fault of the Mino-Owari earthquake occurred in 1891, whose trend is north-west to south-east may pass along the constriction. In the earthquake, the east side of the fault had moved to the north and the west side to the south. It may accord with the character of the Nankai trench which is subjected to the lateral thrust whose tendency becomes the stronger the nearer it approaches the east.

The Tertiary of the Miura-Bôso dips north and is subjected to the underthrust from the south while the Kwanto earthquake whose initial movement pushes from south to north breaks out in the bottom of Sagami Bay. This may indicate that the district may belong to the same tectonic province as the South Japan Sea.

### 7. The Nankaido earthquake

The sea floor to the south of Cape Shionomisaki is well known as the place where a severe earthquake, frequently breaks out as is witnessed in the occurrence of the Nankaido earthquake ten years ago. S. TAKAGI, Seismologist of the Meterological Observatory of Tokyo, who studied the Nankaido earthquake noticed the remarkable difference of energy between the P wave of the main earthquake on Dec. 21, 1946 and that of the aftershock on Apr. 18, 1948. These earthquakes occurred almost at the same place of the sea bottom in the south-east of the Kii Peninsula.

In regard to the origin of the earthquake, he supposed the existence of a cylindrical magma pocket in the depth of 50 kilometers which dips to south-east at an angle of 30°; and assumed the magma explosion at the hypocenter in the pocket;

the explosion was upward in the main, earthquake of 1946, but in the aftershock of 1948, it was downward. The study by TAKAGI is a precious work, based on lots of data and calculations, but there is, as he remarks, a question whether the magma is explosive in the depth of 50 kilometers or no. As the writer mentioned above, the place where S. TAKAGI has suspected the existence of the magma pocket, coincides with a part of the granitic batholith, which contains acidic, extremely viscous magma, and is subjected to the underthrust from the south or south east of the Pacific movement. A geophysist is usually apt to overlook the lateral thrust occupying the region. Therefore from geological point of view, the magma pocket of TAKAGI may be treated as follows:

The pocket containing the viscous magma which is more or less solidified outwardly but fluidal internally, is subjected to the lateral thrust from the Pacific. When the accumulated stress has broken the pocket at the place of the hypocenter, the magma reserved below the pocket has intruded itself violently, where the pocket is broken. The co-operation of the lateral thrust and the magma intrusion is a usual phenomenon at the time of the mountain making as exemplified in the case of the Ômine range and others.

T. MATUZAWA of the Seismological Institute of the Tokyo University, who established the "Feldtheorie der Erdbeben" assumes the occurrence of the heat reservoir under the field where a great earthquake breaks out. The heat reservoir where the solidifying of melting phase, is in the state of flux, influences upon the upper layers where occur compression, tension and faults which produce earthquakes. Under the circumstances, however, convection current may be inferred to take place from the heat reservoir to the upper layer. MATUZAWA is not satisfied merely with the fault theory, and so he supposed the existence of the heat reservoir increasing the energy of the earthquake. In this meaning, the Magma pocket of S. TAKAGI may be convenient.

## 8. Summary and Conclusion

(1) The Pacific movement of south-western Japan appears to increase the strength with a gradual approach from west to east. In western Shikoku the boundary between both the movements, the Pacific and the Japan Sea is the Sukumo-Nakamura line which comes near the Pacific; while in Tosa Bay it looks like to range the median line far to the north beyond the Kôchi environs; but in eastern Shikoku, the boundary reaches also, the median line far beyond the Kii channel.

In North Kii both the movements conflict with each other on the median line which extends all the way, to the east passing through Ujiyamada via Ise Bay and Toyohashi toward Lake Suwa. But the eastern portion of the median line between Ujiyamada and Suwa is strikingly influenced by the pushing of the Shichito batholith into the Fossa Magna, which delineates a curve, with the convex side toward south-east.

(2) According to C. TSUBOI of the Seimological Institute of the University of Tokyo, "In Kyushu the distribution of the Isanomaly lines of gravity along the median line manifests an anticlinal structure, which extends south-west to north-east, from Yatsushiro to Usuki; in Shikoku, however, it represents a synclinal, where the zone of Izumi sandstone is developed along the median line, all the way from west to east. In passing to the Kinki district, the synclinal may first be perceived, but on the way from Kamiichi to Ujiyamada becomes imperceptible, and the median

line presents itself as if it lost the character of the boundary between the inner and the outer zone.

It may be attributed to the squeezing out of the Izumi sandstone series on the median line where the two movements (the Japan Sea and the Pacific) conflict with each other coming from the opposite directions north and south.

(3) The occurrence of the granitic batholith under the Kii Peninsula may be verified not only geologically and geophysically but also mineralogically. K. TAKIMOTO of the Mining Institute of the University of Kyoto believes in the existence of the subjacent granitic batholith under the Kii Peninsula from the standpoint of mining geology. He told the writer that the pyrite deposits of the Kishu and the Myohoji mines might be the igneous origin, but without the supply of the mineralyzed water coming from the subjacent batholithic rock, the formation of such thick ore bodies seems to be impossible.

(4) In the Kinki district, the Japan Sea and the Pacific movement conflict on the median line extending west-east between Kamiichi and Ujiyamada. To the south of the line, T. KIMURA of the University of Nagoya has discovered the Mikabu series which thrusts at a low angle, over the Palaeozoic from north to south; while the latter dips north at a high angle. It may be a decken structure occurring in this district, which belongs to the primary structure.

(5) The granite of the inner zone (the Kashio gneiss), overlaid by the basal layer of the Izumi sandstone, and subjected to the lateral thrust from the north-west (the Japan Sea movement) proceeds and approaches to the Mikabu series of the outer zone subjected to the lateral thrust from the south (the Pacific movement) by pushing away the upper layer of the Izumi sandstone more and more. Ultimately, when the basal layer of the Izumi sandstone series is squzeezed between the Kashio gneiss and the Mikabu series, a part of the gneiss and Izumi sandstone would enter and penetrate the rocks of the other series, which were observed in some places along the median line between Kamiichi and Ujiyamada, by SUGIYAMA, TSUBOMOTO and others, though the relation between the Izumi sandstone and the Mikabu series is not clear as yet.

If the illustration of the writer is adequate the cataclastic origin of the Kashio gneiss may seem to have turned out valid.

(6) The Muroto Peninsula in Shikoku forms a sphenoidal block whose apex is sinking at the ordinary time; 2 or 3 years before the earthquake, however, it turned to a gradual upheaving and then to a sudden upraising at the time of the earthquake. The sinking may be attributed to the Japan Sea movement, pushing Shikoku from north-west to south-east while the upheaving may be due to the ascending magma from the bottom of the batholith, which intrudes into the breaking portion of the batholith, inflicted by the Pacific movement.

---

**References cited**


1) DALY, R. A. (1914): Igneous Rocks and their Origin, *McGraw-Hill Book Co.*

2) 〃 (1933): Igneous Rocks and the Depths of the Earth. *ibid.*

3) EHARA, S. (1953∼1954): Geotectonics of the Pacific concerning the Japanese Islands. I∼IV. *Jour. Geol. Soc. Japan* Vol. 59∼60.

4) EHARA, S. and SAWATA, S. (1955): Geotectonics of the Pacific with reference to sowth-western Japan, I. Distribution of the two tectonic regions of Shikoku manifesting the Pacific and Japan Sea movements. *ibid.* Vol. 61.

5) ISHIO, M. (1954): On the Mechanism of the Ore deposits of South-eastern Peninsula, Report of the Kansai Branch. *Jap. Geol. Soc.* No. 22, 23.
6) MATSUSHITA, S. (1953): The Kinki District, Regional Geology of Japan. *Asakura Book Co.*
7) MATUZAWA, T. (1953): Feldtheorie der Erdbeben. *Bull. Earthq. Research Inst.* Vol. XXXI, Part 3.
8) MATUZAWA, T. (1953): Vergleichung vom Grossbeben vom 12, Dez. 1946 mit dem Nachbeben vom 18, April 1948. *ibid*, Part 4.
9) TAKAGI, S. (1952): Consideration on the theory of Dr. YOSHIYAMA. *Zisin, Ser.* II, Vol. 5, No. 3.
10) TAKAGI, S. (1950): On the distribution of initial motion of Seismic waves (Summary). *Mem. Kobe Marine Observatory* Vol. 8.
11) TAKAGI, S. (1944~1953): On the Origin of Earthquake 2~12, Kensin Jiho Vol. 13~18.
12) TAMAKI, I. (1953): The crustal structure of Japan derived from observed travel time curves of shallow earthquakes. *Zisin, Ser.* II, Vol. 7, No. 1.
13) TANAI, T. & MIZUNO, A. (1954): Geologic structure in the vicinity of the Kumano coal field in Southeastern Kii Peninsula. *Jour. Geol. Soc. Japan* Vol. LX, No. 700.
14) TSUBOI, C., JITSUKAWA, A. & TAJIMA, H. (1953): Gravity Measurements along the Lines of Precise Levels over whole Japan by means of a Worden Gravimeter. III. *Kinki District. Proc. Jap. Academy* Vol. 29, No. 7.
15) KORIBA, K. & MIKI, S. (1939): Paleodictyon & Fossil Hydrodictyon. *Prof. Yabe's 60th Birthday Memorial Issue.*
16) SAWATARI, M. (1932): Preliminary Report of the Geology of the town of Kinomoto, Prov. Kii. *Jap. Jour. Geol. Soc.* Vol. XXXIX, No. 469.
17) SHIIDA, K.; UMEDA, U., KOKAWA, S. & TSUBOMOTO, T. (1954): Geologic study of the Yoshinogawa basin, Prov. Yamato; Report of the Synthetic research of Nara Prefecture.
18) SUGIYAMA, R. (1931): Study of the various kinds of rocks, developed along the so-called Median line. *Jap. Jour. Geol. Soc.* Vol. XLVI, No. 547.
19) SUGIYAMA, R. (1944): Geologic studies in some Districts of Quicksilver Deposite, with special Reference to the problems of ore Bringers. *Bull, Tokyo Sc. Museum*, No. 6.

## 南西日本の太平洋地体構造論

### —II. 紀伊半島とその地下に潜在する花崗底盤の地質構造—

江　原　真　伍

（摘　　要）

紀伊半島の地層は四国地層の西東延長であつて東四国と同一構造圏内にある．紀伊半島の地下に潜在する花崗底盤は地質学，地球物理学又は鉱床学上より確認しうるものであつて，その主体は第三紀の始め太平洋運動に伴つて半島南部に，又一部は大峯山脈に，他の一部は半島の東海岸に迸入し，このため半島北部の御荷鉾，古生，日高各層は中央線に向て北に押し出されたのである．

本文は半島の構造運動に関連して東半部を占める石英粗面岩と各地に湧出する温泉の由来，中央線に沿うて和泉砂岩の絞り出し，南海海溝の陸地に接近し来る事情，南海道地震について述べている．




Geotectonic Map of the Kii Peninsula and the distribution of the subjacent Igneous mass, Basin, Trench and Guyot(?) occupying the underpinnings of the southern ocean.

by S. EHARA, 1955

# 飛騨変成帯北縁の八尾町南方に分布する花崗岩類の構造[1)]

小林 英夫*・成田 英吉*・山田 敬一*・鈴木 守*
平井 喜郎*・春日井 昭**・青木 斌***・長谷川 潔****

(1955 年 9 月 30 日受理)

## On the Structures and the Tectonics of the Granite Mass, Northern Parts of Hida Metamorphic Zone, Central Japan.

(Abstract)

Hideo Kobayashi, Eikiti Narita, Keiichi Yamada, Mamoru Suzuki, Yoshiro Hirai, Akira Kasugai, Hitoshi Aoki and Kiyoshi Hasegawa

The general accounts on the petrological and structural studies of the so-called Hida Metamorphic Zone have been published. This and the Ryoke Metamorphic Zones are usually, parallel in their distribution in Central Japan.

The Hida Metamorphic Zone is composed of various metamorphic and metasomatic rocks and of basic and acidic plutonic rocks. Of them the Hida Gneisses, which are considered as the oldest rocks and probably pre-Cambrian in age, make up the foundation of the Japanese Islands (Honshu).

In this paper there are presented discussions on the structures and various mineralogical and petrological characteristics of the granite mass, distributed in the southern parts of Yatsuo machi, Toyama Prefecture, and its genetical and structural relations to the gneisses and the basic rocks. This granite mass-called the Nozumi-Kubusu mass-is covered unconformably by the Tetori series and younger volcanic rocks (andesits, agglomerates, etc.).

Both the lineations and the foliations observed in the granite mass generally trend E-W in direction and are parallel to those of the gneisses. In the southwestern parts of the granite mass there is another gneiss body which has basin structure.

The granite mass in this area is subdivided as follows:

1. Gabbro
2. Hornblende granite
3. Microcline porphyritic granite
4. Aplitic granite (Biotite granite)
5. Aplite and Pegmatite

There are no essentially distinct differences in the structures and mineralogical characters of the rocks throughout each facies excepting for number 5.

Those various facies in the same mass are produced mainly by the different conditions

1) 日本地質学会第 61 回総会講演

* 北海道大学理学部地質学鉱物学教室
** 北海道学芸大学札幌分校地学教室
*** 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室
**** 北海道立地下資源調査所

during the formation of the granite, especially, with respect to tectonics.

Generally speaking, the granite masses in the Hida Metamorphic Zone are not distributed irregularly anywhere and in any directions but they show a distinctly linear arrangement according to the following large tectonic directions.

1. Unazuki tectonic direction. N-S
2. Atotsu tectonic direction. N-E
3. Funatsu tectonic direction. EWE-SWW

The granite mass discussed in this paper is one of those distributed in the Funatsu direction and in considered to have no relationship with the formation of the Hida gneisses.

## I. は し が き

われわれ，飛驒研究グループでは，飛驒変成帯の発展史をあきらかにするために，この数年間，全員で，変成帯全域の地質図を作りあげるための調査をしてきた。かつて，"地球科学"に発表したものは，昭和 26 年までに得た成果を総合したものである[4)]。その後も，さらに，数多くの貴重な事実が見出されている。

こゝでは，従来の調査，研究のなかで，比較的研究の遅れていた，花崗岩体の構造解析を試みることにする。調査の対称となつた花崗岩体は，八尾町南方に，略々，東西に細長く分布するもので，数年前に，小林が，すでに，予察的調査をおこなつていたものである。

この論文は，調査期間が短かかつたためや，現地での討論が不充分だつたため，不完全なものであるが，飛驒帯に対する関心が深まつている現在，何らかの貢献ができるなら，と考えて発表することにした。

## II. 一 般 地 質

この地域では，花崗岩類をはじめ，片麻岩類・塩基性岩類・堆積岩類および火山岩類など，各種の岩石がみられる（第1図)。

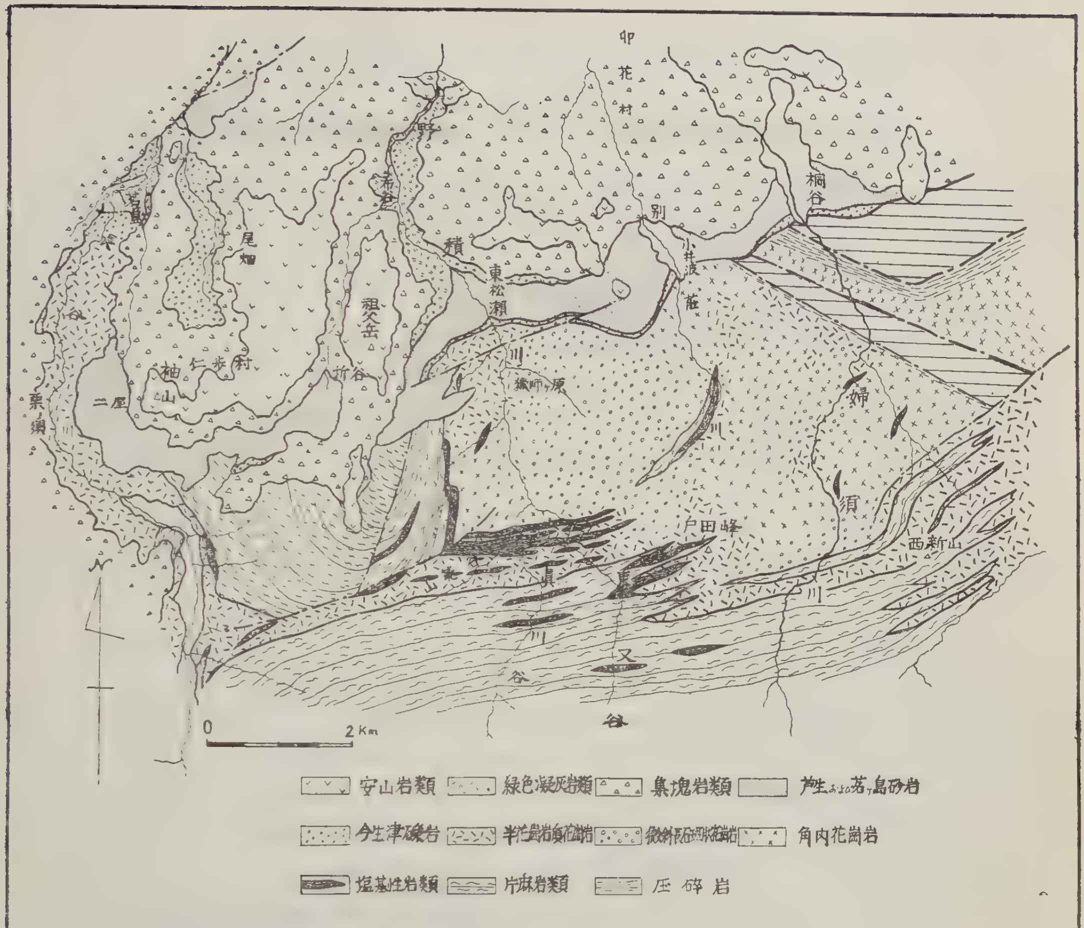
片麻岩類は，この地域の基盤をなすもので，地域の南側すなわち花崗岩体の南側で，東西に細長く分布するものと，花崗岩体の内部で盆状構造をつくつているものとがある。東西に細長く分布する片麻岩類は，角閃石片麻岩・石灰質片麻岩・黒雲母片麻岩および石灰岩などからなる。その走向は東西ないし東北東で，南側に傾斜することが多く，その線構造も東西で，西側に傾くことが多い。久婦須川では，部分的に，南北の走向をしめすことがある（第2図)。

花崗岩体の中で，盆状構造をつくるものは，石灰岩および石灰質片麻岩を主とし，一部にキンツアイト (kintzigite—榴雲岩) と呼ばれるものがみられる。

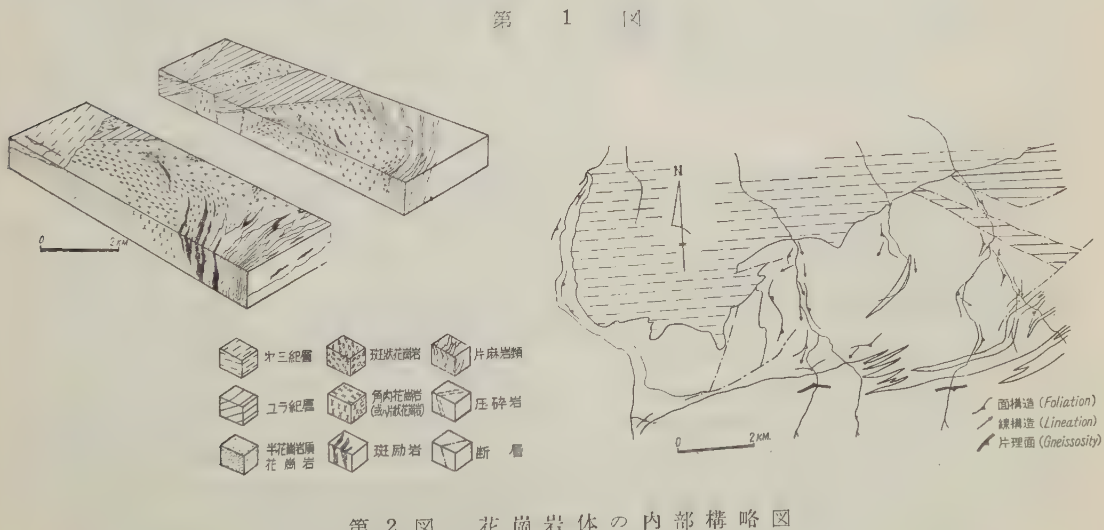
塩基性岩類は，ふつうは上にのべた片麻岩類あるいは花崗岩類の構造に平行に分布する。その構造もまた平行である。別荘川上流には，片理がいちじるしく，一見，片岩ようのものがみられ，一部では星雲状片麻岩もみられる。

この地域で，最も広く分布しているのは，花崗岩類である。花崗岩類は各種の岩相に分けられるが，その岩相の違いによる構造の違いはあまりみられず，片麻岩類と接するところでは，片麻岩類の構造に平行な構造をしめす。岩体の中心部と北部では，南北性の構造をしめしている。この花崗岩体の北側では，堆積岩類および火山岩類と接し，一部は断層，一部は不整合の関係にある。久婦須川第一発電所下手では，巾 2km 位の間ミローナイトに変つている。

堆積岩類としては，手取統と岩稲統とがある。手取統は砂岩・頁岩の互層よりなるもので，断層で




第　1　図




第 2 図　花崗岩体の内部構略図

花崗岩類と接している。岩稲統は手取統および花崗岩類を不整合に被っている。

火山岩類は，おもに，集塊岩・輝石安山岩などで，数枚の熔岩流が見られる。

## III. 八尾南方の花崗岩体について，野外で観察された事実

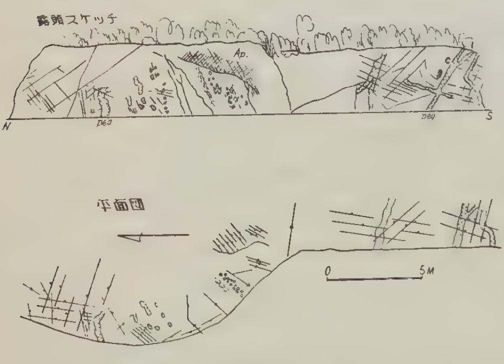
吾々は，いままでの，この方面の研究方法にしたがつて，次のことを，とくに，注意して調査をすすめた[1)2)3)]。

1. いろいろの岩相の分布のしかた
2. 節理系の観察，横断節理・平行節理など
3. 線構造 (Lineation)・面構造 (Foliation)
4. ペグマタイトおよびアプライトの入り方
5. まわりの岩石との関係

こういつたことから，吾々は，次のような岩相を区別した。

1. 斑　糲　岩
2. 角閃石花崗岩
3. 微斜長石斑状花崗岩
4. アプライト質花崗岩（黒雲母花崗岩）
5. アプライトおよびペグマタイト

斑糲岩は，ほかの岩石とは明瞭なさかいをもち，あきらかに最も初期の迸入岩体である。しかし角閃石花崗岩・微斜長斑状花崗岩・アプライト質花崗岩(黒雲母花崗岩)とは，いずれも漸移することが多い(第 3 図)。アプライトとペグマタイトは，上にのべたいずれをも貫いている。迸入関係で注目すべきことは，ペグマタイトは特別の節理をもたず，さかいは明瞭で，母岩に密着している。アプライトは，多くの場合内部に対角状節理 (Diagonal Joint)，劈面に近い部分に葉片状節理 (Feather Joint)，母岩と接する面では，面に平行な細い節理をもつている。これらが結びあつて，アプライト全体が碁盤の目状，または平行四辺形状にわれている。アプライトもペグマタイトも，母岩の横断節理(Cross Joint)に平行に迸入する傾向がつよい（第 4 図)。




第 3 図　野積川にみられる連続露頭における岩質の変化・節理系・線構造の関係

上図は露頭の描写，下図はその平面図.

右端部にみられるペグマタイト岩脈の形は，ほぼ直交する横断節理と対角状節理に支配されている傾向が強く，左方のペグマタイトははつきりした脈の形をとらず，線構造に略平行にプール状に配列する．大構造で，岩相の分布が線構造と平行の面で境され漸移する事実は，一露頭の小規模な関係にもあらわれている．それに対し迸入体は節理に支配されている．横断節理は，数は少ないが，完全な平面をもち，長く連続する性質をもつている．半花崗岩の節理系は花崗岩のものとことなり，細い斜交するものからなる．

花崗岩類では岩相の分布は，第 1 図にしめした通りである。その線構造は，おもに角閃石の配列によるものであるが，それには東西性のものと南北性のものとがある。この 2 つの線構造の境目附近が，どういう関係になつているかはよくわからない。しかし斑糲岩の分布と，花崗岩の線構造とは平行関係にある。また野積川では，東西性の構造の斑糲岩が，別荘川では北東性の構造に連続して移り変ることから，この 2 つの傾向の線構造は，連続的に変化するものと考えている。節理系については，整然とした

規則性はみられない（第5図 a, b, c, d)。

## IV. 岩石の記載

### 1. 斑糲岩

斑糲岩は花崗岩体中に，球状あるいは廻転楕円体状の捕獲岩としてみられるほか，ほぼ片麻岩の構造に平行に，東西に細長く分布する。こういう産状のものは片理がよく発達し，線構造もはつきりとみられる。肉眼では，柱状の角閃石と平行にならんだいくぶん丸味をおびた斜長石とからなる。このような岩石が，大きな岩体をなしていないことは注意すべきことである。鏡下では，角閃石は c^Z＝20°，X：橙黄色，Y：褐緑色，Z：濃藍緑色で，一般に結晶の周縁は，緑色の緑泥石にかわつている。ときに赤褐色の黒雲母とブドウ石の集りにかわつていることもある。

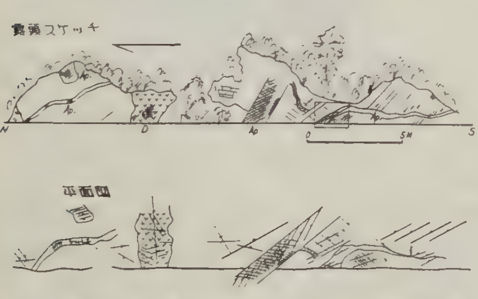
斜長石はアルバイト式双晶が普通であり，累帯構造を示さない。その組成は An 42 前後である。少量ともなわれる石英は，波動消光のいちじるしいものである。圧砕作用をうけた跡はあまりみられない。

一般に，方向性のない斑糲岩では，角閃石の色が濃く，斑糲岩組織が部分的に認められる。野積・久婦須岩体を通じて，片麻状のいちじるしい斑糲岩では，角閃石は色調が弱くなる傾向が認められる。

### 2. 片状塩基性岩

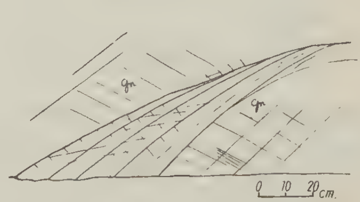
別荘川でみられるものは，上にのべたものと少しおもむきを異にしている。これは片麻状構造や線構造が，とくに，いちじるしく，花崗岩との接触部には星雲状片麻岩をつくつている（第6図)。鏡下では，他鉱物よりはるかに大きい，変斑晶状の角閃石が点在する間を，方向性のいちじるしい，無色角閃石・斜長石・石英がうずめている。大きな角閃石は，X：無色，Y：藍緑色，Z：藍緑色，－2V＝78° で，間をうずめる無色角閃石は，－2V＝88° 程度である。

花崗岩の近くでは，さらに片理がいちじるしく，肉眼で黒雲母の認められるものがある。X：無色，Y：淡黄緑色， Z：淡藍緑色の角閃石のまわりを，淡黄色の角閃石がとりまいている。これは単結晶として平行に配列してでることもある。淡黄色の角閃石は，集連双晶をなし，＋2V＝72° でカミングトン角閃石と考えられる。黒雲母はセピア色で，角閃石と共にいちじるしい平行配列を示す。斜長石は




第4図 (a) 上図は露頭の描写，下図はその平面図

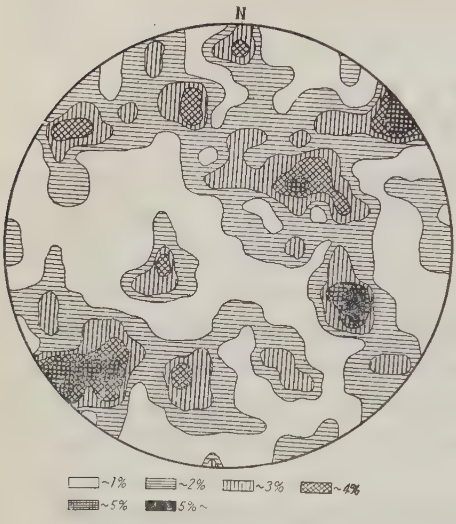
他の例と同様に，半花崗岩の節理系はこまかく主に斜交節理からなる．又この岩石の迸入形態は不規則で，周囲の岩石との間に圧砕部をもつばあいが多く，花崗岩体の冷却時とことなる条件下で迸入したことを示している．横断節理は他の節理にくらべて平滑で，長く続く．



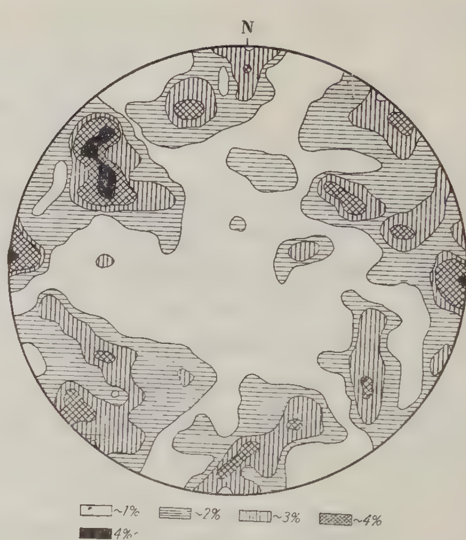

第4図 (b) □の部分を拡大したもの

花崗岩中で，上限に圧砕部をともなつて迸入しているアプライトに見られる節理．

両者の節理は全然ことなつている．このことは，アプライトが迸入した時は，花崗岩が固化するときと，まつたく，違つた条件であつたことを示す．アプライト脈には，例外なく，破砕部がともなう．



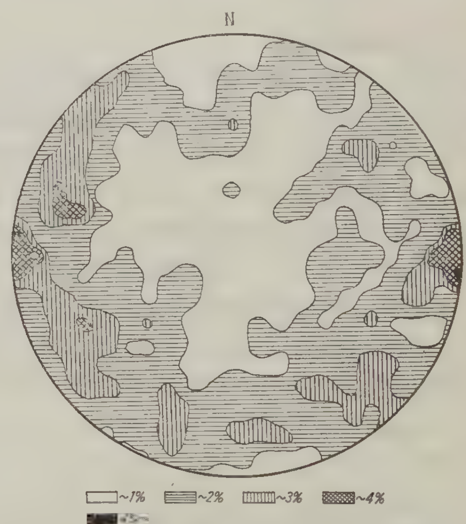

第5図 (a) 酸性脈岩類




第5図 (b) アプライト質花崗岩




第5図 (c) 微斜長石斑状花崗岩



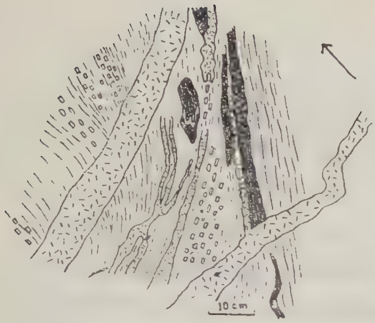

第5図 (d) 角閃石花崗岩

粒状で双晶はみられない。これは曹長石ないし曹灰長石である。

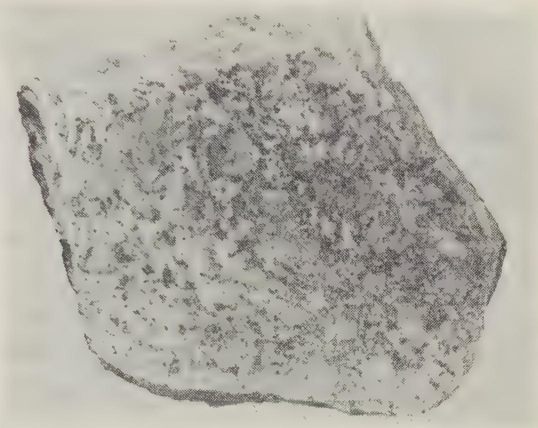
花崗岩類と接するところにみられる黒雲母片岩様岩石は，片理のいちじるしいアプライトの性質をしめしている。さらにこれは，等粒の斜長石・石英・正長石および短柱状の黒雲母からなる星雲状片麻岩[6]に移りかわる。

### 3. 角閃石花崗岩

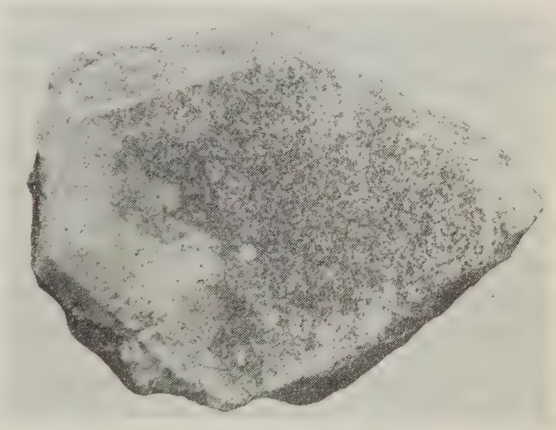
これはおもに，野積川の北西に広く分布する。その南側では斑糲岩と接し，これを捕獲岩としてとりこむ。この両者の境界は，漸移することが多い。北側ではアプライト質花崗岩に貫かれている。鏡下では斜長石と角閃石がおもで，これに石英・正長石をともなう。斜長石は，大きな結晶をなし石英を包かしている。ソーシュル石にかわつているものも多く，その双晶面は曲つたり折れたりしている。




第6図　別荘川中流にみられる微斜長石斑状花崗岩．本岩に接して斑糲岩を原岩とする片状緑色岩がみられる．全体が一種の混成岩であつて，混成作用がもつと進むと，星雲状片麻岩になる．



第7図 (a)　微斜長石斑状花崗岩
劈開の発達した暗色の斑晶は微斜長石，黒色の部分は角閃石で他に石英と長石から成る．



第7図 (b)　斑状花崗岩中の濃黒色部
左側の白色の部は脈状の微斜長石．右側へ次第に粗粒となり，第7図 a の如き岩相を示す様になる．

組成は An 35～38 である。角閃石は平行配列がいちじるしく，長柱状のものが多く，結晶の周縁部が緑泥石にかわつていたり，劈開面がひどく曲つたり，折れたりするものがある。X: 淡緑褐色，Y: 褐緑色，Z: 濃緑色，$c \wedge Z = 15°$前後である。また，ブドウ石にかわつているのもみられる。塩基性岩類中にみられる角閃石の性質とたいして違いはない。

### 4.　微斜長石斑状花崗岩

典型的なものは，久婦須川第一発電所の上手や野積川の中流でみられる。微斜長石の斑晶は，ふつう角閃石あるいはそれからかわつた緑泥石・緑簾石のあるところに限られる。角閃石の平行配列による片麻状構造のいちじるしい部分では，微斜長石は長さ 6 cm にも達することがある（第7図）。有色鉱物が多く，片麻状構造のいちじるしいものには，角閃石片麻岩と呼んでよいようなものがある。この種岩石の暗色の部分は，野外では，片状の斑糲岩と区別できないものもある。

一般に，この岩石は圧砕作用の跡がいちじるしい。石英は波動消光をしめし，斜長石の双晶面は，ときに曲つたり折れたりする。これらの隙間は等粒で，粒状の石英・斜長石のモザイク状集合物でうずめられている。これらモザイクは斜長石の割目にまで入りこんでいる。とくに圧砕作用のはげしかつた，と思われるところでは，鉱物相互の間は細かい凹凸をなしている。これら無色鉱物に対して，角閃石は末期に安定な緑泥石・緑簾石にかわつているが，機械的変形作用を受けた跡はみられない。

斑晶をつくる微斜長石は，自形性が強く，ペルト石が部分的にみられる。また周りがきれいで，中心部の汚れた斜長石を包かしている。これは，斜長石の斑晶が，カリ長石に交代されたことをしめしている。このことはアプライトの一部にもみられる。微斜長石には，完全に他形で，結晶全体にペルト石構造をもち，斜長石や有色鉱物の間をうずめるものがある。これは斜長石との間にミルメカイト

をつくつている。

ここにみられる，2種の微斜長石は，その形成の時期も，成因も別のものである。

**5.　アプライト質花崗岩**

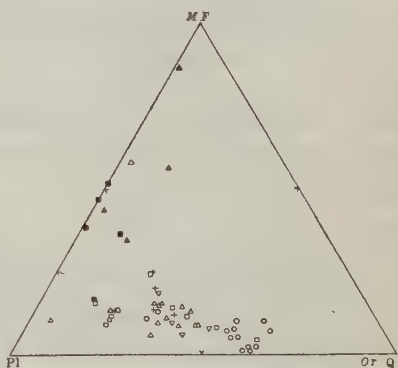
野外で，わりあいに細粒で有色鉱物にとぼしいものを，アプライト質花崗岩と呼ぶことにした。この種岩石は，大長谷川と野積川ぞいの，岩体の北側にひろく分布している。

斜長石・石英は，凹凸に富んだ接触をし，波動消光をしめす石英が多い。微斜長石は，他の岩石にくらべて，はるかに多く，斜長石との間に，ミルメカイトをつくることが多い。

有色鉱物としては，セピア色の黒雲母だけである。野外では黒雲母の量が多く，より粗粒なものを黒雲母花崗岩と名づけたが，量的な違いだけで，アプライト質花崗岩とそれほどの違いはない。この花崗岩の斜長石の屈折率は石英のそれより低く，曹長石にあたるものである。部分的に正長石に置きかえられている斜長石の斑晶がみられる。微斜長石の斑晶の中にみられる斜長石と，細粒の斜長石は共に絹雲母化しているが，これを交代した正長石はとてもきれいなものである。ミルメカイトをつくる斜長石の組成は An 20 位である。

斑晶の斜長石の中に取込まれている角閃石は，形はすこし丸味をおびているが，まつたく変質していない。これに反して，比較的細粒の部分の有色鉱物は，黒雲母・緑泥石よりなつていることは，注目すべきことである。

以上，説明をくわえた，いろいろの岩石の鉱物成分の量比を第8図にしめした。なお，これにはこの岩体と比較するため，まわりにみられる 2，3 の他岩体のものもしめしておいた（第8図）。




第8図　モード三角図表

○　八尾花崗岩　　▽　長棟花崗岩
△　小口花崗岩　　□　打保花崗岩
＋　森安花崗岩
■　打保塩基性岩　　▲　小口塩基性岩

## V.　構造と成因

野積・久婦須花崗岩体は，その南側の片麻岩類と接する附近では，全体の構造も内部の構造も，片麻岩構造に平行で東西性の傾向がつよい。岩体の内部では南北に近い構造をもつている（第 2 図）。花崗岩が岩漿の形で迸入したとすれば，南側では片麻岩類とは整合の関係にあり，北側では不整合の関係にあると云える。H. Cloos の考えにしたがつて，この地域の線構造や面構造を解釈すれば：

1)　この地の深成活動は，斑糲岩の活動にはじまり，この段階では，片麻岩の構造に支配されて迸入した。

2)　その後，より大規模な活動に移り，いろいろの花崗岩がほぼ同時に，南側では片麻岩構造に平行に，北側では南から北に向つて迸入した。

3)　このとき，前にあつた斑糲岩中にしみ込みながら，久婦須川に見られる片麻状花崗岩をつくりあげた。

4)　この間，最後まで熔融状態にあつた，アプライト質物質は，血縁関係をもつている岩石がすでに固化したのちに，おもに横断節理にそつて迸入し岩脈をつくり，同じ物質は，圧砕作用のはげしかつた部分に，カリ成分を集中的に添加し，微斜長石斑状花崗岩をつくりあげた。（第7図 a, b)

以上のべてきたことから，吾々は，次のことを結論する。

1)　この岩体には，いくつかの岩相がみられるが，これらの角閃石や黒雲母の性質はほとんど同じ

であり，また，無色鉱物にもいちじるしい違いはみられない。したがつて，これらは同じ岩漿から出来たもの，あるいは血縁関係のひじように深いものである。

2) 別荘川でみられる，特殊な片理や線構造のいちじるしい塩基性岩類は，その分布・産状から，岩体の南側の斑糲岩類と密接な関係にあるものである。その違いは，別荘川附近は，迸入当時とくに偏圧の強いところであつたことと，その後に迸入した花崗岩の影響を，より強くうけたためと考えられる。

3) つまりこの地域では，斑糲岩からアプライトに至る系列と，含カミングトン石角閃岩（ないしは，さらに進んで黒雲母片岩）に至る系列とが考えられる。

4) この地域の花崗岩体が，広範に偏圧あるいは偏差運動をうけたことは，ほとんどすべての岩石において，石英が波動消光を示し，斜長石の双晶面が彎曲し，ときに屈曲していることであきらかである。

5) アプライト質花崗岩にみられる，斑状斜長石の正長石化作用と，微斜長石斑状花崗岩にみられる，斜長石の微斜長石化作用とは，最後の段階に，カリの移動と固定化がおこつたことをしめしている。また，斑晶中の角閃石が透明感をますこと，石基の有色鉱物が黒雲母ないし緑泥石であることなどは，斑晶が，斑糲岩の斜長石の残りで，斑糲岩中にアプライトが迸入したことをしめす。

6) 本地域においては，岩漿迸入の過程において，それぞれの段階に部分的な運動，偏差運動にともなう交代作用がおこり，鉱物組合わせにおいても，構造的にも複雑な岩相からなる岩体がつくりあげられた。

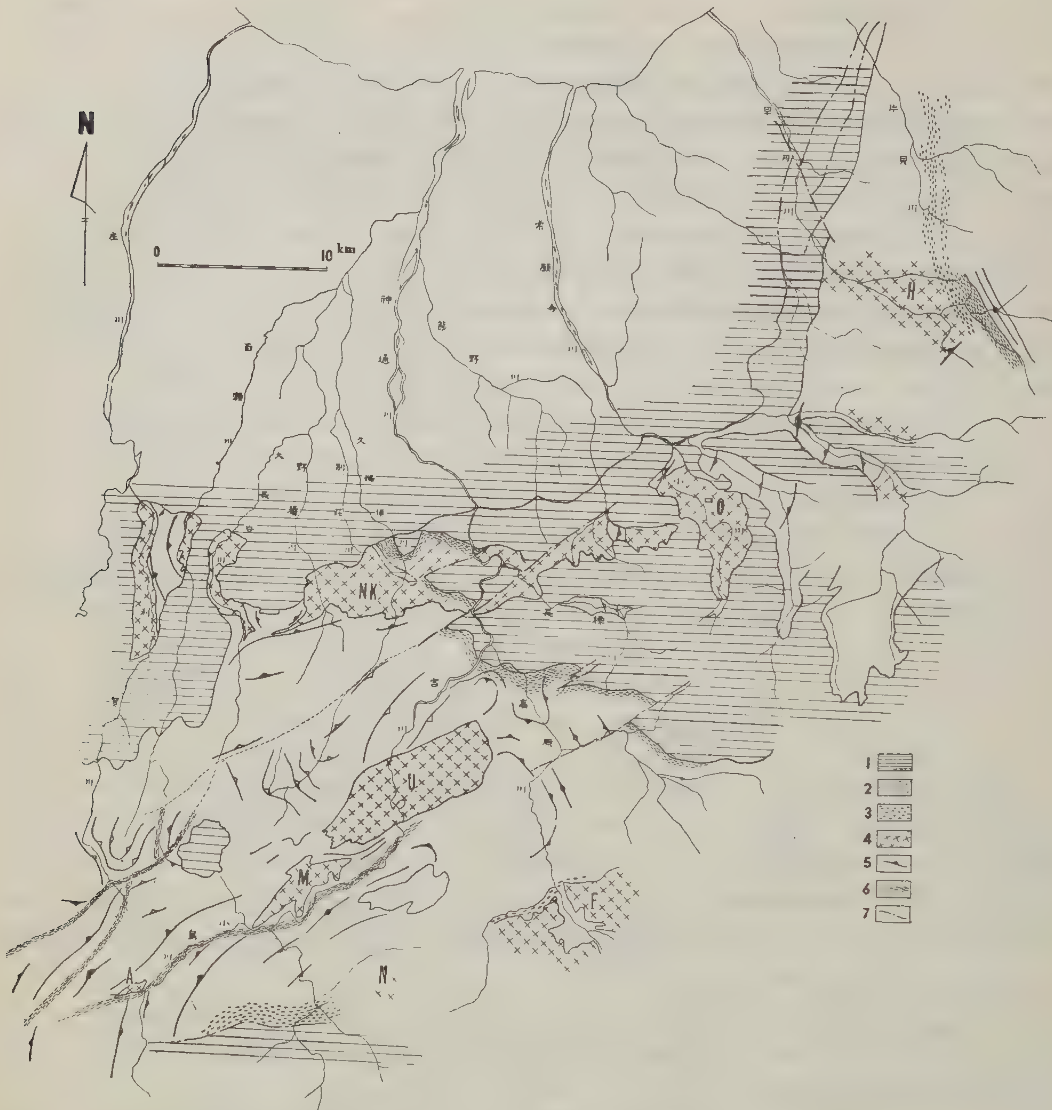
## VI. あ と が き

いままでに,吾々が調査してきた地域にみられる花崗岩類には,野積・久婦須岩体の岩相のいずれかににているものがかなり多い。例えば，打保花崗岩といつてるものは角閃石花崗岩に，森安花崗岩は黒雲母花崗岩に，天生の花崗岩はアプライト質花崗岩に，それぞれにている。また，神岡の東部にでる下の本花崗岩は，打保花崗岩ににていることは，はやくから注目されていた。宇奈月方面から，片貝谷，早月川にかけて広く分布する微斜長石斑状花崗岩は，野積・久婦須岩体の微斜長石斑状花崗岩と，ひじようによくにた性質をもつている。

岩質がにているものは，すべて同時に迸入した岩石である，と考えることは危険であるかもしれないが，こゝでは一応そう考えて，飛騨変成帯の花崗岩類を整理し，全体の迸入条件を検討し，野積・久婦須岩体の構造的な位置をあきらかにしておきたい（第9図）。

宇奈月・片貝谷・早月川を含む変成帯の東北部では，片岩・片麻岩類の一般走向は N 10°～20°W である。この方向にたいして，吾々は，**宇奈月方向**と名づけた。微斜長石斑状花崗岩と，これと密接な関係をもつている眼球状片麻岩は，局部的にはしばしば小さな乱れをしめすが，大局的には宇奈月方向に支配されて分布している。

打保・森安・天生の諸花崗岩体は，雁行しながらも N 50°E の方向をもつ1つの線上に配列している。この方向は，手取統堆積後に生じた跡津断層の方向に一致するので，**跡津方向**と名づけた。この3つの花崗岩をむすぶ線は，1つの構造線をつくつていると考えられるもので，それはこれより西北部では，大小いくつかのドーム・ベーズン・渦巻構造の結合したものから形成されているに対して，南東部では，比較的単調な，北東—南西の方向をもつ片麻岩類からできあがつているからである。この境界部には，透輝石を含むペグマタイトがしばしばみられ，また，この構造線に平行に，アプライトが迸入し，ところによつては星雲状片麻岩を形成している。




第　9　図

凡　例

1：堆積岩類及び新期火成岩類，　2：ミローナイト，　3：眼球片麻岩，　4：花崗岩類，　5：片麻岩類（傾斜： 46° 以上， 45° 以下），6：構造線，7：断層
H：早月岩体，O：小口川岩体，NK：野積・久婦須岩体，U：打保岩体，F：舟津岩体，N：野口岩体，M：森安岩体，A：天生岩体

もう1つの花崗岩の配列は，下の本・船津・野口（このまわりに広く眼球片麻岩を形成する）の諸岩体を結ぶもので，東西方向から少し北東にかたよつたものである。この方向に，**船津方向**という名前をあたえる。

このように，片麻岩を貫いて底盤状に迸入していると思われる花崗岩体は，不規則にでるものではなく，宇奈月・跡津・船津の3方向の，いずれかの方向に配列している。本論文の主題である，久婦

須川・野積川・神通川東部にあらわれる花崗岩類は，内部構造や，局部には，別の要素をもつばあいがあるが，全体としては，船津方向に配列する。

以上を総合すると，次のような結論をだすことができる。

下の本→船津→野口→眼球片麻岩と，東から西にあらわれる一連の花崗岩類は，この西方で方向を転じ，北東にむかつて配列する。天生→森安→打保の諸岩体がそれである。これの延長は小口川の花崗岩体に相当する。大長谷→野積→久婦須の諸岩体の延長は，小口川の岩体のさらに東までのび，常願寺川にまで続く一連の配列を形成する。以上の諸岩体の配列は，たん的にいえば，Z 字状をなしている。大長谷→常願寺の岩体は，東部で方向をかえ，北～北 20° 西の方向にのび，まえにのべた，早月→片貝→宇奈月の岩体をつくりあげる。この線で構成された構造は，片麻岩がもつ，ドーム・ベーズン・渦巻の諸構造とは，まつたく性質のちがうもので，このことは花崗岩類が迸入したときの運動様式は，片麻岩が完全にクラトン化したのちの，地塊的な性質のものであつたことをしめしている。

## 参 考 文 献


1) Balk, R. (1937): Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. America Memoir* 5.

2) Buddington, A. F. (1939): Adirondack igneous rocks and their metamorphism. *Geol. Soc. America Memoir* 7.

3) Fairbairn, H. W. and Chayes, F. (1949): Structural Petrology of Deformed Rocks. *Geol. Soc., America Memoir* 6

4) ひだぐるーぷ (1953): ひだ変成帯団体研究，地球科学，No. 13.

5) 野沢　保 (1952): ヒダ神岡鉱山附近の伊西閃長岩質岩石の成因について，地質雑，**58.**

6) 小林　英夫 (1953): 岐阜県吉城郡坂上地域にみられる塩基性岩類と星雲状片麻岩，北海道地質要報，No. 22.

# 黒 瀬 川 構 造 帯

## (四国秩父累帯の研究 III)[1]

市川浩一郎*・石井 健一*・中川 衷三**・須鎗 和巳**・山下 昇***

(1955 年 8 月 26 日受理)

## Die Kurosegawa-Zone

(Untersuchugen über das Chichibu-Terrain in Shikoku-III)

K. Ichikawa, K. Ishii, C. Nakagawa, K. Suyari & N. Yamashita

(Zusammenfassung)

Die Aussenzone Südwestjapans lässt sich von Norden (vom Innern) nach Süden (zum Äusseren) in das Sambagawa-plus Chichibu-Terrain einerseits und in das Shimanto-Terrain anderseits teilen.

Die Kurosegawa-Zone, erstmals in unserer vorläufigen Mitteilung so benannt, verläuft in der Mitte des Chichibu-Terrains in der Streichrichtung und ist ein wichtiger tektonischer Rücken im jungpaläozoischen japanischen Orogen. Dort steigt in der jungpermischen Epoche der protoklastische Mitaki-Granit zusammen mit den xenolithartigen Schuppen der tiefliegenden (und daher für das Chichibu-Terrain exotischen) metamorphen Terano-Schichten (Granat-Biotit-Muskovit-Schiefer und Amphibolit) und den gleichartigen silurischen Okanaro-Schichten in der Form einer verlängerten und sehr schmalen Zone auf. Auch die Faziesdifferentiation des Perms in der Umgebung dieser Zone spiegelt den Werdegang der tektonischen Zone wider. Auf Grund unseren Untersuchungen im Gebiet von Kurosegawa und in anderen Teilen Shikokus wird im Vorliegenden das Wesen und die Entstehung der Kurosegawa-Zone genauer dargestellt und ihre tektonische Bedeutung diskutiert.

Diese Darlegungen sind ein weiterer Beitrag zur neueren Auffassung (siehe Verfasser, 1953), dass nicht nur in der Innenzone Südwestjapans, sondern auch in der Aussenzone die spätpaläozoisch-frühmesozoische Tektogenese stattfand. Durch Feststellung dieses tektonischen Rückens werden ferner die Verhältnisse der verschiedenartigen Faziesentwicklung des Mesozoikums im Chichibu-Terrain (besonders die Heimat der "exotischen" Gerölle in den mesozoischen Formationen der Umgebung des Rückens) sehr verständlich.

---

* 大阪市立大学理工学部地質学研究室
** 徳島大学学芸学部地学教室
*** 東京大学理学部地質学教室 (A, B, C 順)

1) 市川・石井・中川・須鎗・山下 (1953) を本研究 I とし，須鎗 (1954) を II とする．

## I. 序――われわれのとりあげた問題と研究方法について――

西南日本外帯は，大きくわけて，仏像―糸川構造線を境にして，（イ）秩父累帯と，その変成相でしめられる三波川帯と，（ロ）年代未詳の地層よりなる四万十帯とに二分される。この秩父累帯はペルム・石炭系（いわゆる秩父古生層）と中生界とからなつているが，その中部あたりに点々として，三波川結晶片岩類よりもはるかに変成度の高い変成岩類やシルリア系や酸性火成岩類が分布している。これらのものは，秩父累帯としては異質的な存在であるとともに，その分布は非常に限られている。このうち四国のものについては，酸性火成岩類は佐川盆地西北方の横倉山および徳島県勝浦川盆地南縁のものが，杉山隆二（1936, 1944），石原晃郎（1931）等により調べられた。又シルリア系については高知県横倉山とその東方の妹背のものが 1941～42 年頃発見された（小林貞一・嵩由之, 1941; YABE & SUGIYAMA, 1942）。しかし高変変成岩類はまだ知られていなかつたし，またこれら 3 者の相互の関係やその地史的意義は正しく理解されていなかつた。とくにその周縁に発見されたペルム系の準片岩相，または周縁の中古生界の層相上の特徴などをつかんだ上での地史的考察は全くなされていなかつた。

しかしながら，終戦後，これらの岩類に対するわれわれの知識は急速に増加した。われわれの 1 人，山下（1945）は徳島県下で，石井は江口と共に愛媛県下で，それぞれシルリア系を発見したが，さらに，1951 年，山下・石井・市川は西南日本外帯の古い時代の地史を究明するためには，現在わかつている最古の基盤である高変変成岩類やシルリア系の性格を知ること，さらに，なぜそれらが現在上部古生界や中生界の間に顔を出しているかを明かにすることが大切であると考えた。そこでこの問題を共通のテーマとしてとりあげ，まず四国の各地方に点在するこれらの岩類を順次検討していつた。この調査の後半には中川も参加し，その結果は，石井・市川・山下（1952），市川・山下・石井・中川（1952），山下（1952），山下・石井・市川・中川（1952）の論文で発表した。そのとき各地に点在するこれら 3 種の岩類が，ある特別の構造帯に限つてあらわれている[1]のをたしかめ，これを黒瀬川構造帯と名づけた。上にのべた最古の基盤岩類メンバーの表層部への上昇および酸性火成岩類の生成，すなわち，黒瀬川構造帯の形成が，古生代末の地殻変動にかんれんしているという予想をたてた。それとともに，1951～52 年間，われわれ 5 名で坂州不整合（ペルム系中部統とトリアス系上部統との不整合）にかんする団体研究を行い，外帯での古生代末地殻変動にかんする大切な資料を得た（市川・石井・中川・須鎗・山下，1953A）。ついで，この団体研究の経験をもとにして，前にのべた共通テーマを実施する上に一番適当だと思われる愛媛県黒瀬川地域を選び，1952 年以降，団体研究を行つた。

黒瀬川構造帯の地質は非常に複雑なので確実な資料を得るために要所は千分の一の実測図を，構造帯ならびにその周縁部は 2 千分の一の実測図を作つた。測量は要所では平板測量により，他の部分では

1) あとでのべるように，後生変形のため，はじめの状態がそのまゝ残つていないことが多い。

ブラントンコンパスにより[1]，2人又は3人が組んで行つた。組わけは適宜変更し，全員がほとんど全域の地質を知つているようにし，又問題のある部分は全員で現地討論した。このような仕事は，非常な忍耐と努力を要するものであるが，この間，われわれは片手間の仕事としてではなく，全員がこの団研を主テーマとして取組んだ。そして大体 1953 年までに，構造帯のマツピングを終り（市川・石井・中川・須鎗・山下（1953B），ついで構造帯周縁部の中古生界のマツピングに入り，1955 年の初めに一応の段落をつけることができた。模式地の野外調査日数は延 412 日である）。その他，模式地以外の構造帯についても，かなりの野外調査を行つた。

これらの調査ならびに室内研究の結果を今後，「四国秩父累帯の研究」として順に発表する予定であるが，本論文では，黒瀬川構造帯のあらましについてのべることとし，同構造帯の形成史を知る上に大切な周縁中古生界の記載は近い機会に発表する。

## II. 謝　　　辞

団体研究に入る初めの頃，小島丈児氏は石井・市川と共に模式地を検討され，又岩崎正夫氏は団体研究の後半期に，約1週間，本団研に参加され，岩石学的立場から有益な助言を与えられた。また，久野久・牛来正夫・加納博・山崎正男の4氏も岩石薄片を検鏡された。また以前隣接する魚成地域を調査された池辺展生氏は，その資料を提供され，大久保雅弘氏は岡成層群産腕足類を鑑定された。これらの方々ならびに室内でいろいろの助言を与えられた諸賢に厚く感謝する。なお，愛媛県東宇和郡黒瀬川村の岡田安太郎・徳田怜・増田肇・日吉村大野作太郎等の諸氏は本調査の期間中熱心に便宜を計られ，松本里利・青木新等の地元の先生方や野村町の土居貫氏はわれわれの測量の一部を援助された。これら地元の方々にもこの機会に深く謝意を表したい。なお，本研究の調査費の一部に，1951～1955 年間に受けた文部省科学研究費をあてたことを明記する。

## III. 黒瀬川構造帯

### i) 黒瀬川構造帯の定義

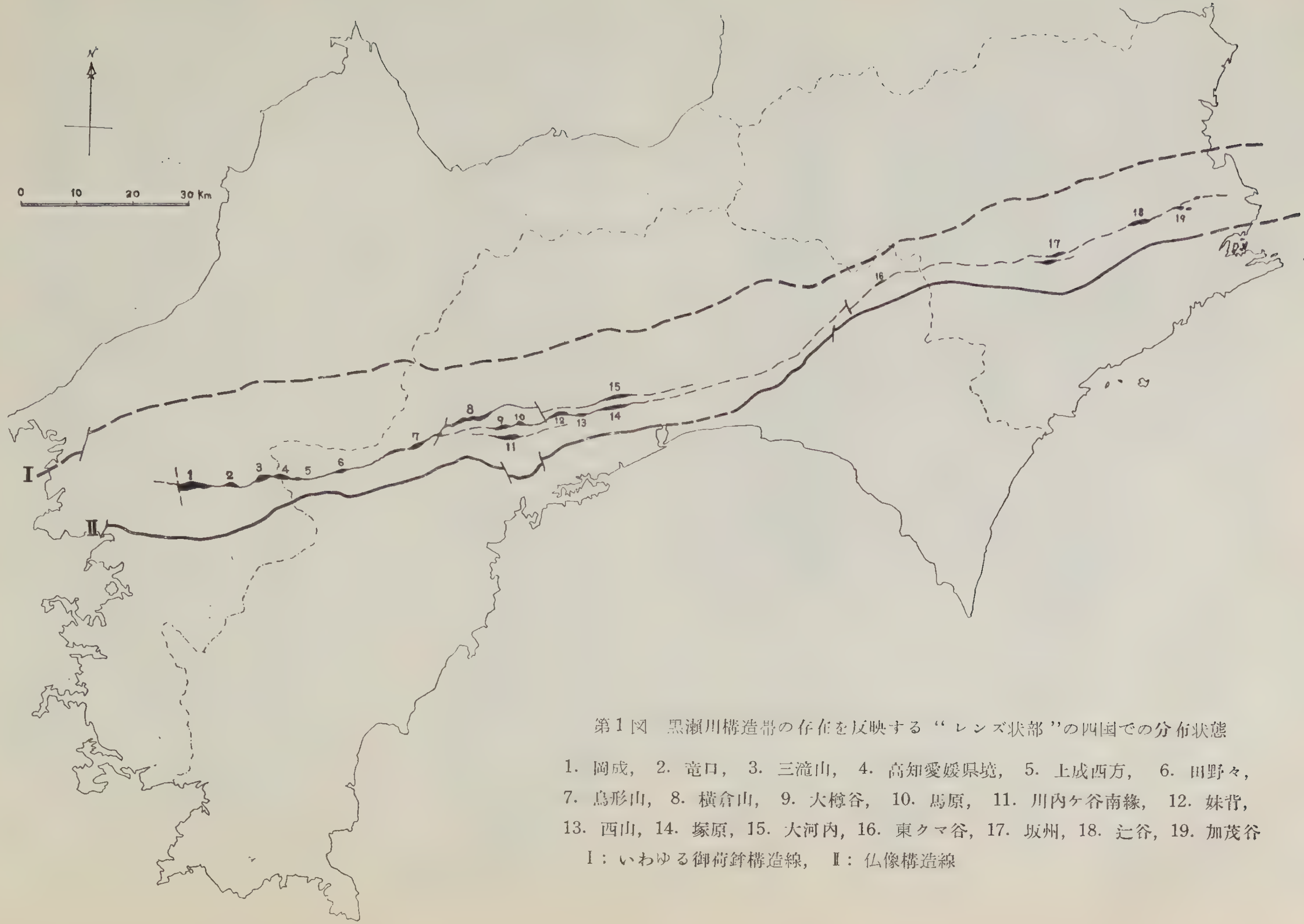
これは，記載のあとでのべるのが順序であるが，理解の便宜上，はじめにのべる。古生代末を中心とする日本での大規模な地殻変動の一つのあらわれとして，西南日本外帯の秩父累帯の中部に，当時の基盤にまで達する不連続帯が東西に延長して形成されたが，その形成のとき，深部より三滝火成岩類が上昇し，同時に当時の基盤にあたる寺野変成岩類（先シルリア系），岡成層群（シルリア系）も上昇し，また周縁に準片岩が形成された。このような運動の起つた場を黒瀬川構造帯と定義する。

### ii) 現出状態（とくに“レンズ状部”について）

この定義は構造帯というものを，たんに現在みられる静的な構造単位としてではなく，歴史的に発展してきたものとして動的にとらえた結果であるが，現象としては，これは，上部古生界，中生界を主体とする秩父累帯中にはさみこまれた，同累帯としては異質的な要素である寺野変成岩類・岡成層群・三滝火成岩類等からなり，かつ，断続しながら東西につづく（ときに並列する）“レンズ状部”として，主として示される。各“レンズ状部”は，地質図の上では東西 1—数 km，南北 2 km 以下（ときに 20～30 m）で中央部が太く，東西に尖滅したレンズ形をなしている（たゞし，このレンズ状部はIVでのべるように中生代末—新生代の後生変形を受けた結果であつて，一次的なものではない）。

### iii) 分　　布

1) 地質調査の場合の実測には巻尺等よりは間縄が一番適している。




第1図　黒瀬川構造帯の存在を反映する"レンズ状部"の四国での分布状態

1. 岡成,　2. 竜口,　3. 三滝山,　4. 高知愛媛県境,　5. 上成西方,　6. 田野々,
7. 鳥形山,　8. 横倉山,　9. 大樽谷,　10. 馬原,　11. 川内ヶ谷南縁,　12. 妹背,
13. 西山, 14. 塚原, 15. 大河内, 16. 東クマ谷, 17. 坂州, 18. 辷谷, 19. 加茂谷
I：いわゆる御荷鉾構造線,　II：仏像構造線

黒瀬川構造帯は，生成後の後生変形のとき，いちじるしい変位をおこさせる場所となつたため，現在では，主なレンズ状部をつないでいちじるしい衝上線（例えば，愛媛県の釜ノ川衝上線，高知県の黒岩衝上線の一部等）が発達している。したがつて，逆に，この新しい構造線を追跡することにより，古い構造帯の残がいが見出される。

さて，この構造帯は，愛媛県東宇和郡中筋村手都合東方より，東に延びて，同村岡成(オカナロ)[1]（1），黒瀬川村[2]竜口(クツノクチ)（2），三滝(ミタキ)・寺野（3）を通る模式地にはじまり，愛媛・高知県境（4）を越えて，高知県高岡郡檮原村上成・田野々・本村にいたる[3]。その東方は，一時地表の露頭がきれぎれになり，又雁行状（ないしは並行状）となるが，高知県高岡郡仁淀村鳥形山南方[4]（7），大峠にあらわれ，佐川盆地より高知平野西縁にかけて点在する大樽谷（9），馬ノ原（10），妹背（12），塚原（14）の各レンズ状部に追跡される。それより東は，しばらく露頭がなく，より新しい年代の著しい衝上線の存在で延長が暗示されている[5]。さらに，徳島県那賀郡上木頭村蟬谷北方にあらわれ，坂州村坂州地方（17）を通過して（山下，1950；市川・石井・中川・須鎗・山下，1953A），勝浦川盆地南縁の勝浦郡横瀬町辷谷（18），加茂谷（19）（山下，1952；須鎗，1954）にいたり，こゝで一旦消える。四国以外にわたる黒瀬川構造帯全般のひろがりについては，IXにのべる。

## IV. 模式地（黒瀬川地域）での“レンズ状部”について

ここにいう黒瀬川地域とは，愛媛県東宇和郡黒瀬川村より中筋村手都合東方におよぶ地域をさす（五万分の一地形図，檮原・卯之町参照，その中東部，すなわち主部の地質図が第2図である）。ここには，三滝山（第3図），竜口（第4図），岡成の3つの主な“レンズ状部”が東西に配列しているが，これらは後生変形をうけ，現在は池辺（1936）の釜ノ川衝上およびその延長にはさみこまれた形で残つている。なお，三滝山レンズ状部の東限は巾約 20 m の細長い帯で，愛媛・高知県境の別のレンズ状部と連絡している。

釜ノ川衝上は地質断面図（第5図）に示すように，現在の地表近くでは，かなり急斜した部分もあれば，又30°以下の緩やかな部分もある。何れの場合も，必らず北斜している。“レンズ状部”（後生変形をうけた）と周縁中古生界との間の衝上断層のよく観察される地点は，北側では①三滝山レンズ状部の窪川（第3図の地点 2）（窪川累層と準片岩化した遊子川層群間の低角度衝上で，その間に蛇紋岩が入つている），南側では，②同“レンズ状部”の窪野（第3図の地点 1）（三滝火成岩類が嘉義尾層群上に約 40° の角度で衝上し，その間の巾約 1 m の擾乱帯中に岡成層群がはさみこまれている），③竜口“レンズ状部”の吉野沢入口（岡成層群が嘉義尾層群上に約 35° の角度で衝上している）である。これら主レンズ状部の近くには，釜ノ川衝上後にできた小規模なサンドウイッチ帯[6]があるが，このサンドウイッチ帯の一員として，“レンズ状部”内のメンバーがたたみこまれていることがある（三滝山“レンズ状部”北側の長崎部落入口北側，同“レンズ状部”南側の窪野附近；竜口

---

1) 以下の番号は，第1図に記入してある番号と対応している．

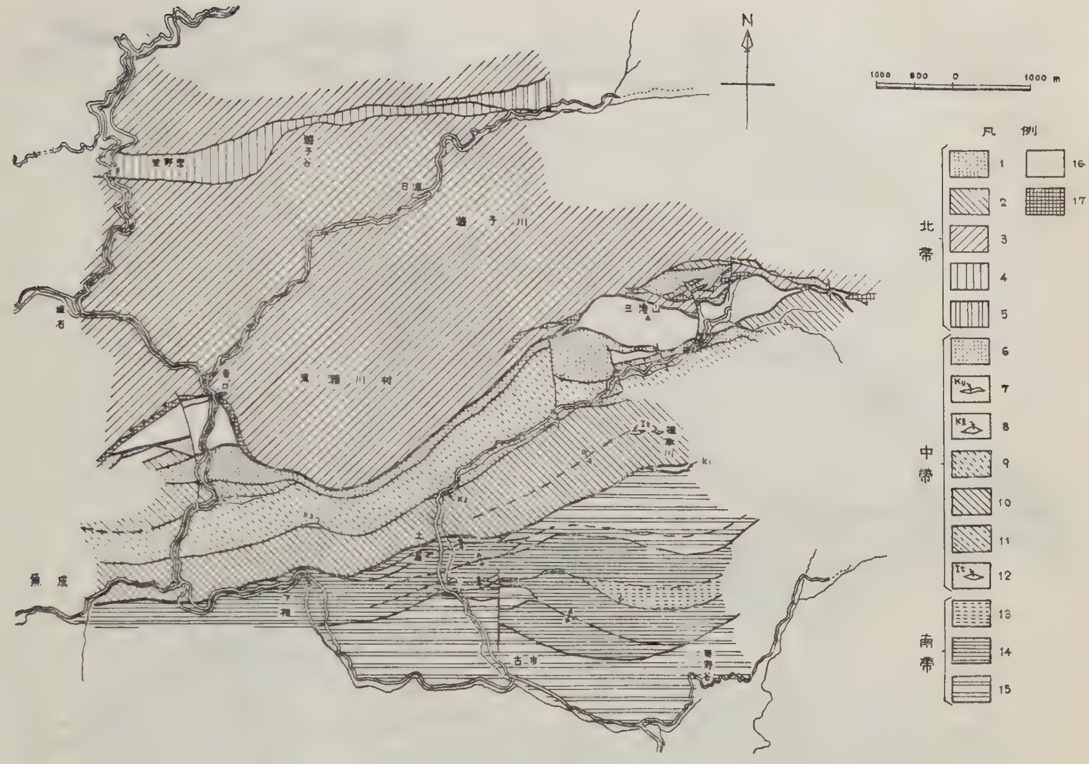
2) 旧土居村＋旧高川村＋旧遊子川村＋旧魚成村．

3) 木村敏雄（1950）のいう“主として領石・物部川層群の南限をなす，”“蛇紋岩，閃緑岩（？）を伴つている”断層で示される．

4) 蔵田延男（1941B）は，いわゆる横倉火成岩類が佐川盆地では，末満衝上線以北に著しくあらわれているのに反し，鳥形山南方では構造的に一段と南を走るとのべているが後者は，VIでのべる大樽谷レンズ状部（蔵田（1941A）の地質図に示されている末満衝上線よりは北側に位置する）よりも南を走るものではなく，したがつて，構造的位置に，本質的なちがいはない．

5) 例えば，高知市西北方，万々—福井間でこの衝上線にそう超塩基性岩中に三滝火成岩類がはさまれている．甲藤次郎氏の好意で，市川・石井が 1953 年調査した．又藤田（1943）は物部川上流大栃地方(16)で，東くま花崗質岩の存在を報告している．

6) 勘米良（1949）参照．



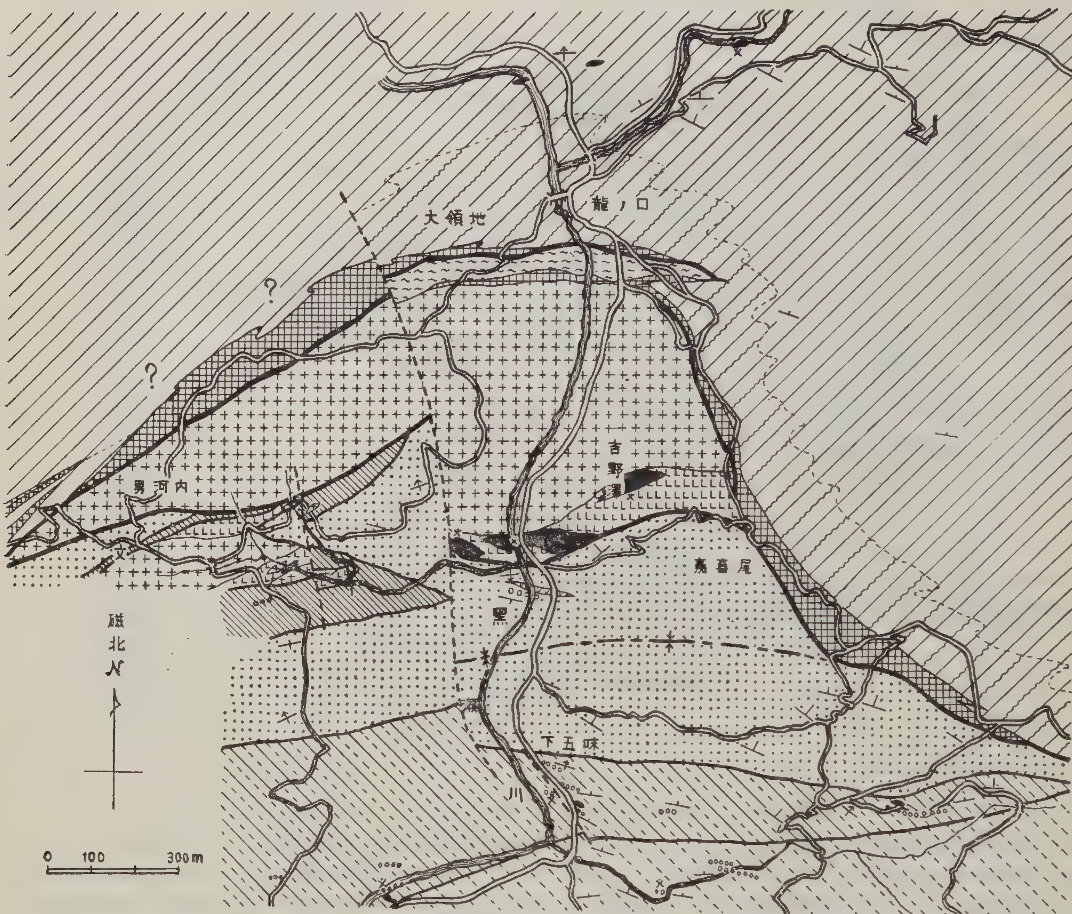

第2図　愛媛県黒瀬川地方の地質分布略図

1. 嘉義尾層群相当層（中生界上半部の一部），2. 野村層群相当層（ペルム系中部統）(1, 2 は北帯サンドウイッチ帯内のメンバー)，3. 遊子川層群（ペルム系中(上?)）部統，4. 横林層群（ペルム系下部統上部階），5. 竜泉層群（上部石炭系中部統），6, 嘉義尾層群（中生界上半部，おそらくユラ系上部統），7. 上部川内ケ谷亜層群（トリアス系上部統皿貝階），8. 下部川内ケ谷亜層群（トリアス系上部統佐川階），9. 土居層群（ペルム系上部統），10. 野村層群（ペルム系中部統），11. 男地層群（ペルム系下部統上部階），12. 板取川層群（上部石炭系中部統），13. 菊野谷累層（古白亜系），14. 今井谷層群（ユラ系上部統），15. 高川層群（ペルム系の部分を含む），16. 三滝火成岩類・寺野変成岩類・岡成層群・窪川累層，17. 超塩基性岩類，小岩脈類は省いてある.

“レンズ状部”南側の男河内附近等)

各“レンズ状部”内では，何れの場合も，北から順に，寺野変成岩類・三滝火成岩類・岡成層群が東西に延長して配列し，そのうち，中央の三滝火成岩類の分布が一番ひろく，寺野変成岩類の分布が一番せまい。又，三滝山“レンズ状部”の西北縁には，窪川累層が一員として含まれている。各岩類の相互関係はVで述べる。“レンズ状部”周縁はペルム・石炭系，中生界からなつている（VI参照）が，このうち“レンズ状部”北縁のペルム系中（およぴ上?）部統遊子川層群は“レンズ状部”に沿つた部分が準片岩化している。その準片岩化した部分の現在の地表の分布は，地質図に示すように“レンズ状部”の形と調和しており，分布の巾の広い中央部で約 1000 m に達する。これに反して中生界は“レンズ状部”に接している部分でも，全く準片岩化していない。

なお，“レンズ状部”南側の中古生界は準片岩化していないが，これは釜ノ川衝上による後生変形のため，準片岩化した部分が現在は地表にあらわれていないためかと思われる。




第 4 図　竜 口 “レ ン ズ 状 部” の 地 質 図

凡例は，第3図参照.

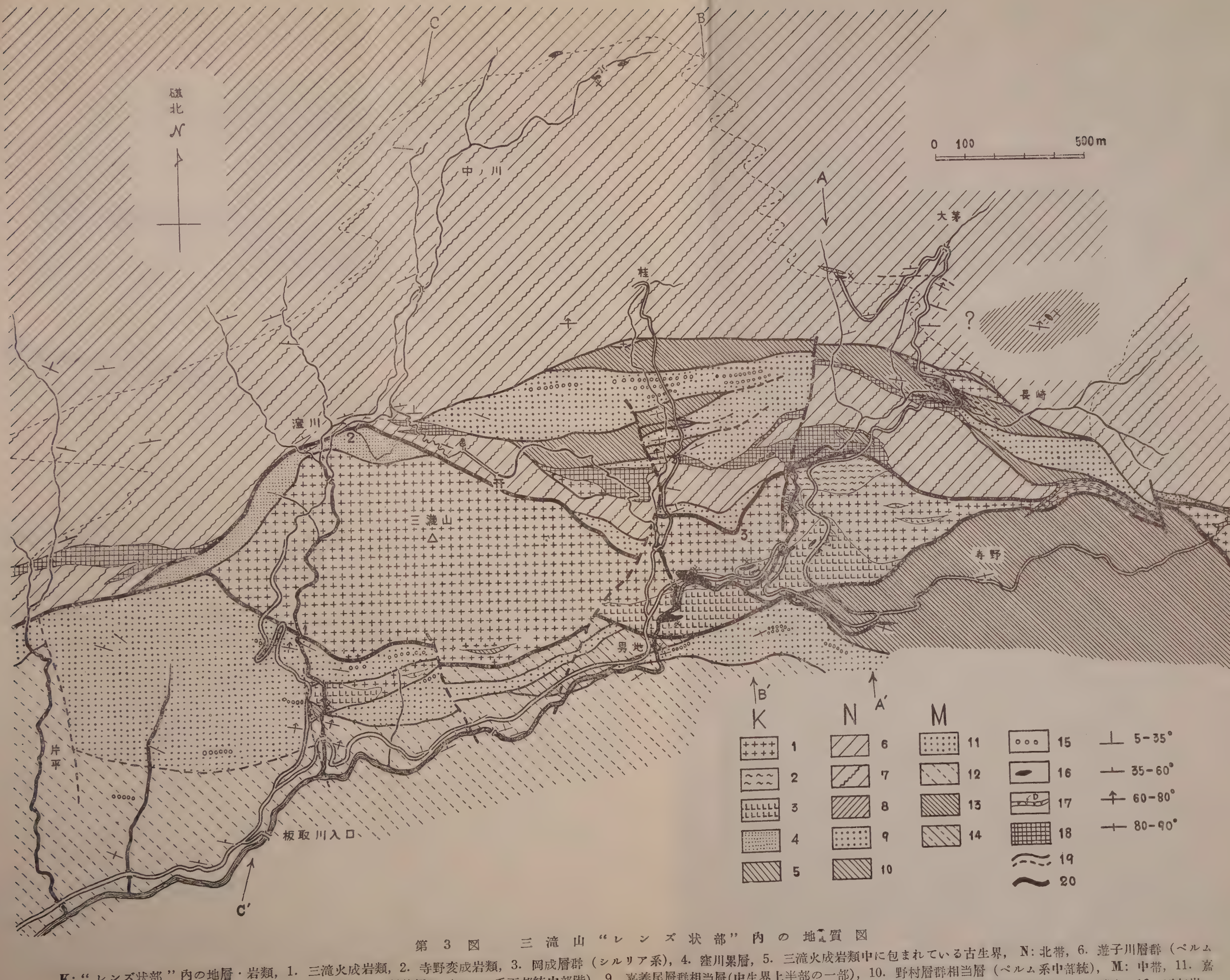
## V. 模式地での“レンズ状部”内の地層・岩類の記載

### i) 三滝(ミタキ)火成岩類

命　名: 山下・石井・市川・中川 (1952, p. 286)

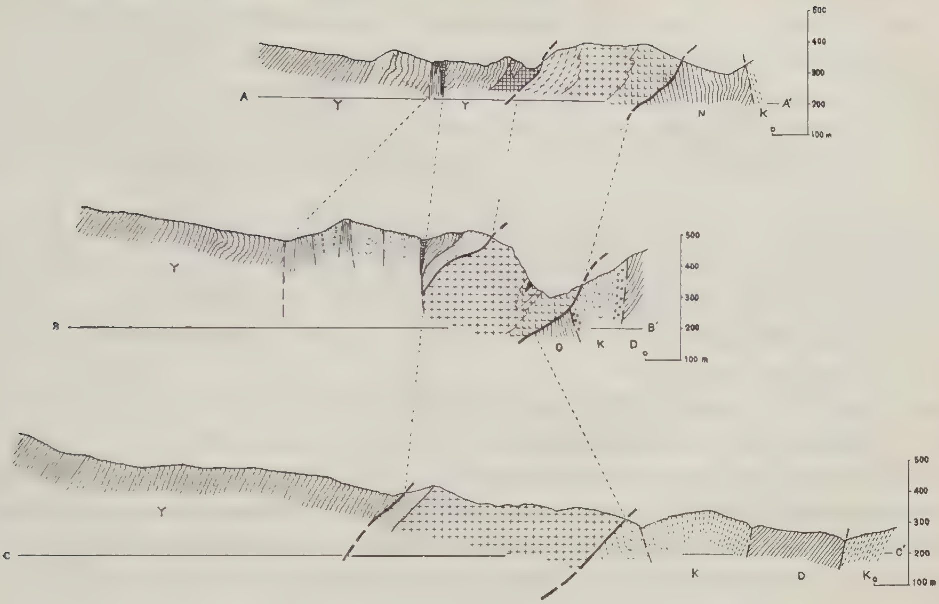
模式地: 愛媛県東宇和郡黒瀬川村窪野より三滝山に上るトラック道路ぞいで，地質図3に示した範囲

岩相: 非常に不均質で圧砕されている。緑灰色ないし暗緑色の黒雲母・角閃石花崗閃緑岩を主とし，粗粒優白質黒雲母・角閃石花崗岩を伴い，稀にはんれい岩を見る。花崗閃緑岩中では比較的優白質な部分，いちじるしく圧砕され，暗緑色となり，一見塩基性岩かと思われる部分，porphyroblast がのこり，一見斑岩・玢岩かと思われる部分が不均質に入りまじつていて，両者の境は不明確であり，暗緑色の部分はときに片状になつている。粗粒優白質花崗岩は，模式地では比較的南縁部に分布が限られていてあまり圧砕されていない。Basic inclusion を含まず，まわりの岩石にほとんど接触変質をあたえていないのが特徴である。又，これらすべてを石英・プレーナイト脈が網目状に切つてい




第 3 図　三瀧山 "レンズ状部" 内の地質図

K: "レンズ状部" 内の地層・岩類, 1. 三瀧火成岩類, 2. 寺野変成岩類, 3. 岡成層群（シルリア系）, 4. 窪川累層, 5. 三瀧火成岩類中に包まれている古生界, N: 北帯, 6. 遊子川層群（ペルム系中(上？)部統), 7. 同層群の準片岩化した部分, 8. 長崎層群（ペルム系下部統中部階), 9. 嘉義尾層群相当層(中生界上半部の一部), 10. 野村層群相当層（ペルム系中部統), M: 中帯, 11. 嘉義尾層群（中生界上半部の一部, おそらくユラ系上部統), 12. 土居層群（ペルム系上部統), 13. 野村層群（ペルム系中部統), 14. 男地層群（ペルム系下部統上部階), 15. 礫岩, 16. 石灰岩, 17. 脈岩類, 18. 超塩基性岩類, 19. 一般の断層, 20. 釜ノ川衝上




第 5 図　地　質　断　面　図

各断面の位置は，第3図に示してある.

D: 上居層群，K: 嘉義尾層群，N: 野村層群，Y: 遊子川層群，その他の凡例は第3図参照.

る。一般に，普通の花崗岩類のように整然とした節理が発達せず，また，地形的に悪地を形成せず，風化面は丁変古生層の細粒凝灰岩や泥岩にみるようなゆるい起伏のある割面を呈することが多い。

なお，超塩基性岩類が，以上の三滝火成岩類と，しばしば相伴つて見出される。しかし，①それらは，しばしば，新しい年代の衝上線にそつて，三滝火成岩類の北半を包むような形で出ていること。②そのあるものは，“レンズ状部”や周縁ペルム系中の不規則な方向，小変位面（最終的には恐らく秩父累帯白亜系堆積後のモザイク的小移動による）にそつて，いろいろの方向に脈状に入りこんでおり，蛇紋岩が二次的に移動し易いことを考えに入れても，やはり，新しい年代にぬいてきたと考えた方が自然であること。③一般に，非常にもめていて，本岩類中に新旧岩類の識別をするのが困難であること等から，本論文では，超塩基性岩類は，すべて三滝火成岩類中に含めなかつた。しかし，古い時代の超塩基性岩類の有無・多少は造山帯におけるこの種の岩類の迸入時期の問題と関連して重大な点である。今後，究明していくべき1課題であろう。

顕微鏡的性質[1]

1)　黒雲母・角閃石花崗閃緑岩

構成鉱物[2]: 斜長石・微斜長石（パーサイト）・角閃石（+緑泥石）・石英・黒雲母（+緑泥石）。

副成分として，透輝石・燐灰石・緑簾石・ジルコン[3]・電気石・ざくろ石。

---

1)　現地を調査した岩崎正夫の検鏡結果を参考にした.

2)　量の多い順にならべる.

3)　冨田達（私信）によればジルコンの色は美しいパープルレッドで他に比すべきもののない新型だとのことである.（北上山地の氷上山花崗岩，有住花崗岩，飛騨山地の下之本花崗閃緑岩，船津花崗岩等のそれとも同類色といえないという）. なお，横倉山の変閃緑岩中のジルコンもこれとは又異る新型であるが，この方は同定出来るものが“手取統”上部層の中の礫にあるとのことである. 同氏の御教示に感謝する.

等粒の granitic texture を示すが，一般に圧砕されている。粒径は 2〜3mm のものが普通で，ときに 5〜7mm に達する。圧砕の進んだものは一見，斑岩，玢岩状となり，更に，一様に細粒となつたものもある。斑岩状のものでは石英・長石等のまわりがいちじるしくこわされ円味をおび，りんかくがぼけている。又，細粒部では長石が細かくラス状に入り，一見石基状の部分もあるが，これは圧砕された長石・角閃石の細片の集りである。石英は一般に細粒で少量であるが，ときにかなり粗粒で多量となる。間隙をうずめている。波動消光が非常にいちじるしく，又周縁部は幾分破砕されている。中にわれ目の生じたものもあるが，典型的な mortar texture というべきものはほとんどない。

微斜長石・斜長石も圧砕され，双晶が彎曲し，時には形が楕円化しているものもあり，一般に強く汚染（カオリン化作用及絹雲母化作用）されている。斜長石は曹長石（ないし灰曹長石）で代表され，常に聚片双晶をなし，累帯構造は全くない。角閃石は緑色普通角閃石で多色性がいちじるしい。多くは緑泥石化しているが，一方ときにその中心部に透輝石質輝石を残していることがある。プレーナイト細脈・方解石細脈が発達している。

2)　粗粒優白質黒雲母・角閃石花崗岩

構成鉱物：正長石・石英・斜長石・角閃石・黒雲母・白雲母。

副成分として鉄鉱類・ジルコン・緑簾石・褐簾石。

粗粒等粒組織で優白質，模式地のものは花崗閃緑岩に比べて，あまり圧砕されていない。しかし他地域のものでは，圧砕が非常にすすみ，一見，白色チャート様の外観を呈する。石英・斜長石・角閃石は花崗閃緑岩のそれと同様である。ただ斜長石は曹長石で代表される。黒雲母は，白雲母と parallel intergrowth をなし，一部白雲母と化している。多色性はいちじるしく Y，Z の方向で濃赤褐色を呈する。

3)　はんれい岩

輝石はんれい岩と角閃石はんれい岩とがある。

構成鉱物：輝石・斜長石・または角閃石・斜長石。

副成分として，チタン鉄鉱。

はんれい岩構造を呈するが，輝石等は圧砕されている。斜長石は柏子木状で曹灰長石程度，輝石は単斜輝石でこわされピナイト等が二次的にできている。角閃石は緑色角閃石で中核部は，カミングトナイト質（無色）となり，又，外縁部は，ときに淡青色となり，アルカリ角閃石？である。

他の地層岩類との関係：①岡成層群に対し：一般に小断層[1]で接しているが，竜ロ“レンズ状部”の黒瀬川ぞい，「えがまぶち」西岸では，岡成層群をとりかこむような不規則な形で貫いている。又岡成でも（第6図）に示すように同様の関係が示されている。しかし，岡成層群はほとんど接触変質をうけていない。②寺野変成岩類に対し：小断層で接している露頭が大部分であるが，三滝山“レンズ状部”寺野—長崎間の道路ぞいの両者の境界近くで，寺野変成岩類のメンバーが火成岩体中に捕獲岩状にとりこまれている。そして地質図を作つて見ると，三滝山“レンズ状部”では寺野変成岩類は火成岩類中にとりかこまれたような形態を示している。③窪川累層に対し：三滝山“レンズ状部”の三滝西側の三滝川支流ぞいの両者の境界部は現在小断層で接していて直接の関係はわからない。④その他：寺野入口—長崎入口間の川ぞい等では，三滝火成岩分布地域内に，“レンズ状部”南側のペルム系（野村層群？）と似た岩片がブロツク状にたたみこまれている。これがもともと捕獲岩であつたかどうかはわからないが，この岩片を更に三滝火成岩類に類似した脈岩が貫いている。ただしこの場合にも，この岩片はみるべき接触変成作用をうけていない。

要するに，(1) 三滝火成岩類は他のメンバーとほとんどの場合小断層で接しており，二次的な小変位がいちじるしいことが推定される。(2) また，本火成岩類が囲周の岩石にたいしてほとんど接触変成作用をあたえていないことは，本火成岩の特徴の1つとして数えられる。

1)　本論文にいう“小断層”の性格については，周緣中古生界の記載報文でのべる。

### ii) 寺野変成岩類

命　名：市川・石井・中川・須鎗・山下（1953b, p. 19）

模式地：三滝山“レンズ状部”の寺野—長崎間の沢ぞい並に道路ぞいの地質図3に示した範囲内。

分　布：寺野附近によく発達し，分布の最大巾は 140 m ある。嘉義尾“レンズ状部”では，巾約 10 m にすぎず，東西に長くまた狭く延長する。

岩　相：ざくろ石・黒雲母・白雲母片岩類，角閃岩類を主とし，その一部はかなり珪質であり，又，稀に変質石灰岩小レンズを含む。両雲母片岩類と角閃岩類とはそれぞれ数 m ないし数 10 m 単位のモザイク状のブロックをなして互に入りこんでいる。本変成岩類には，一般に二次的に緑泥石のフィルムが不規則に発達し，それにそつてわれ易く，かなりの破砕作用を伴う熱水性ミネラリゼーションのあとがみられる。

なお，三滝山“レンズ状部”は東方にせばまり県境近くで別の“レンズ状部”とつながつているが，後者の“レンズ状部”中には，幾分異る高度変成岩類がみとめられる。

岩石学的特徴[1)]

1）角閃岩類：比較的高変成度の広域変成型の原結晶片岩に，破砕作用を伴う熱水性のミネラリゼーションが加わつたものである。前者の原結晶片岩の鉱物構成は，緑色普通角閃石・斜長石（曹長石絹雲母化）・緑簾石，およびチタン石・燐灰石・磁鉄鉱，ときに黒雲母・石英よりなるもので，中粒（角閃石 1mm 以下）のものから粗粒（同 5mm 以上に及ぶ）のものまである。角閃石結晶の定方向配列はあまり顕著ではなく，しばしば鏡下で，角閃石大晶周縁部の細粒化，角閃石と斜長石の等粒組織がみられ，この岩石の変成史の1時期として，熱変成作用を考えることもできる。破砕作用は，上記の高変成度の鉱物構成ができ上がつた後におこり，角閃石結晶の撓曲破砕にうかがわれるばかりでなく，著しい粉砕化の行われた部分が脈状に走つているのが認められる。この破砕作用に伴つた熱水性ミネラリゼーションにより，斜長石の曹長石絹雲母化・黒雲母の緑泥石化・緑簾石・パンペリー石（?）・葡萄石・方解石などを含む石脈の形成がみとめられる。

2）雲母片岩類：これも角閃岩類と同様に，比較的高変成度の原結晶片岩の鉱物構成・組織と，後の破砕作用を伴う熱水性ミネラリゼーションとが識別される。前者は柘榴石黒雲母白雲母片岩で代表され，標記鉱物のほかに，石英・斜長石（カリ長石を含まない）・燐灰石・赤鉄鉱などが含まれる。粗粒のものでは，柘榴石・白雲母が 1 mm 以上，斜長石が 0.5 mm 以上に及ぶ。後の破砕作用は，雲母片の撓曲破砕と石英の顕著な波動消光にみることができ，これに伴う熱水性ミネラリゼーションによつて，斜長石の曹長石絹雲母化，黒雲母の緑泥石化が行われている。

以上略記した寺野変成岩類の諸特徴と，その現出状態とから，つぎのように推論することができる。

1．寺野変成岩類は，この地域の古生層の基盤の結晶片岩から由来したものでその変成度は緑簾石角閃岩相（または鉄礬柘榴石帯）にあたる[2)]。

2．寺野変成岩類は，三滝火成岩類，すなわちミロナイト性（protoclastic）黒雲母角閃石花崗閃緑岩類とともに上昇する際に，破砕作用と熱水性ミネラリゼーションをうけた。寺野変成岩類に見られる熱水性ミネラリゼーションは，三滝火成岩類にみられる晩期ミネラリゼーション（緑泥石・絹雲母・緑簾石・曹長石・方解石の形成）

---

1）本変成岩類を野外調査，またわれわれの資料をもあわせて検鏡した小島丈児は，本論文脱稿後，以下の原稿を送付された．非常に参考となる原稿なので，われわれの記述と前後重複する点もあるが，ここに一括して引用させていただく．

2）寺野変成岩類の原結晶片岩を三波川結晶片岩に対比する材料は何一つない．寺野変成岩類の原結晶片岩に粒度の上で匹敵する三波川結晶片岩は，点紋帯のものであるが，両者の相違点をあげると，後者にはほとんど必ず曹長石の点紋（斑状変晶）があり，またその緑簾石角閃岩中にはほとんど必らず絹雲母・緑泥石が並存し，それに伴う雲母片岩は，金雲母質黒雲母・柘榴石をふくむことはあるが，必らず緑泥石を伴つている．

とまつたく一致している。

3. 寺野変成岩類は，ミロニティゼーションをうける以前に，一度，熱変成作用をうけた形跡がある。これは，三滝火成岩類の生成条件を考える上に重要なことである（以上，小島丈児による）。

地質的産状ならびに年代にかんする考察：

前項に記したように三滝火成岩類につつまれたような形をしており，またかなり破砕作用をともなつているので，三滝火成岩類の上昇の際それと共に基盤の一部がもまれながら上昇してきたものであると推察される。

シルリア系岡成層群との間には，たいていのばあい三滝火成岩類がはさまれているので，直接の関係はわからないが，しかし，①その産状から判断して，ともに，古生代後期の頃の基盤であり，かつ，地域的にたがいに相離れた所にあつたとは思われないこと。②シルリア系が全く変成していないのに対して，本岩類は，変成度がかなり高いことから，シルリア紀よりもずつと前に生成し，変成したもので，それよりかなりの期間，表層のさくはくの時期を経て，その上にシルリア系が堆積したものと推定される。

### iii) 岡成層群（オカナロ）

命 名：三木（石井）・江口（1950, p. 292）（岡成層として仮称）。




第6図 岡成"レンズ状部"の宇和川ぞい路線図

1. 岡成層群，1a. 凝灰岩，1b. 凝灰質泥岩，1c. 黒色頁岩，2. 三滝火成岩類，2a. 花崗閃緑岩類，2b. はんれい岩類，3. 寺野変成岩類，4. 遊子川層群（準片岩化している），5. 野村層群，6. 超塩基性岩類，7. 石灰岩，8. 化石産地

模式地：愛媛県東宇和郡野村町，中筋村の境界岡成・阿下間のバス道路ぞい，ならびに宇和川ぞい(第6図参照)。

分布と岩相：模式地には岡成“レンズ状部”のものをとつたが，他の2“レンズ状部”にも南縁近くに分布している。主として細粒流紋岩および同質の凝灰岩からなり，凝灰角礫岩・凝灰質泥岩・黒色頁岩・凝灰質礫岩をも含み，また特徴ある石灰岩が所々にはさまれている。

本層群には，一般に層理の発達した岩石が少く，又構造帯のメンバーであるため，非常に変位変質しているので，上下の判定のつかぬ場合が多く，模式地でもたしかな層序をたてることは困難であるが，第6図に模式地の岩相分布状態を示す1)。

流紋岩類および流紋岩質凝灰岩は帯緑色細粒で，一見角岩様のものが多いが，鏡下では，ガラス質であること，長石の微晶を多量に含むことなどの点で，角岩とは明かに区別できる。

顕微鏡的観察：流紋岩類の代表的なものは，鏡下で斑状構造を示す。斑晶としては，石英(高温型)・正長石(カオリン化)・灰曹長石ていどの斜長石（絹雲母化）が含まれる。斜長石斑晶と正長石斑晶との量比はまちまちであるが，斜長石斑晶の多いものでは石英の斑晶が少くなる。有色鉱物の斑晶は少く，かつほとんど緑泥石化しているが，稀に普通輝石の小斑晶が認められる。これらの斑晶は，一般に長径 1〜2mm 又はそれ以下であるが，石英はときに 5〜7mm に達する。石基は曹長石および石英と認められる微晶とガラスとからなるものが普通で，部分的に微細なラス組織を呈する。副成分として，燐灰石（正長石に包含されているものが多い)・磁鉄鉱・ジルコン・チタン石（？)・赤鉄鉱が認められる。全体として緑泥石化が顕著で，このため肉眼で緑色を呈する。断層に接する部分では石英斑晶がときに弱い波動消光をなすが，三滝火成岩にみられるような顕著な圧砕はみとめられない。

流紋岩質凝灰岩と呼んだものは肉眼でみると角岩と似ている。鏡下ではほとんどガラス質の部分からなり，微粒のものでは個々の鉱物を確認できないし，また spherulitic texture その他の構造の部分も，ほとんど確認できない。しかし，ときに流紋岩類にみられるような鉱物の小片を含むこと，やゝ粗粒なものではつねに酸性斜長石が認められることなどによつて，凝灰岩と認めることができる。

石灰岩は厚さ数 10 cm の小塊から数 10 m のものまであり，中心部は灰白色であるが，周縁部は紅色をおびることが多く，その部分では凝灰質物質がふるいの目の様に縫合線状に入つていることがある。また，ときに，紅色の外に鼠色・褐色その他の色の石灰岩が角礫状に入りまじつているものもある。化石は石灰岩の周縁部近くにとくに見出される。黒色頁岩は一見上部古生界のそれと似ているが，流紋岩質凝灰岩および凝灰角礫岩レンズの薄層を含んでいる。

産出化石：石灰岩よりは以下のような多数のさんご，層孔虫類を産する（第1表 I—IV)。このうち ***Halysites***, ***Favosites*** が量的に多い。

また，模式地の灰緑色凝灰質泥岩（含化石石灰岩に接する）よりは，三葉虫（石井，1953)・腕足類2)・腹足類・単体さんごを産する（第1表V)。また凝灰岩よりは放散虫を産する。

年　代：これらの化石より，本層群はシルリア系中ないし上部統であることは疑ないが，しかし，そのいずれの統のものかは，まだわからない。北上山地の川内層群産化石と比べて，さんご類はたしかに似ており，腕足類は，共通属はあるが，まだなんともいえない。また両層群はその化石内容だけでなく酸性火山噴出物を含むという点でも類似性をもつている。一方，飛騨の福地層群産のさんご，腕足類とは明らかに内容が異つている。

岡成層群のくわしい年代決定は今後の宿題である。

1)　石井が勘米良亀齢と共に，1951 年 10 月スケッチしたものにもとづき，部分的に改訂した．この結果を引用することを快諾された同氏に感謝する．

2)　大久保雅弘鑑定．

第１表　岡成層群産化石表

| 化石 ＼ 産地 | I | II | III | IV | V |
|---|---|---|---|---|---|
| *Tryplasma* cfr. *higutizawaensis* Sugiyama | | × | | | |
| *Trypl*, cfr. *multiseptata* Sugiyama | × | × | × | × | |
| Zaphrentid (gen. indet.) | | | | | × |
| *Favosites gotlandicus* (Fought) | × | × | | × | |
| *Favosites* sp. | × | × | × | | |
| *Halysites kitakamiensis* Sugiyama | × | × | × | × | |
| *Halysites* cfr. *japonicus* Sugiyama | | × | × | × | |
| *Halysites* sp. nov. | | | | × | |
| *Heliolites* sp. | | | | × | |
| Stromatoporoid (gen. indet.) | | × | | × | |
| *Euomphalus* sp. | | | | | × |
| *Encrinurus* sp. | | | | | × |
| *Orbiculoidea* sp. | | | | | × |
| *Eospirifer tingi* Grabau | | | | | × |
| *Eospirifer* sp. | | | | | × |
| Orthid (gen. indet.) | | | | | × |

I．愛媛県東宇和郡中筋村岡成宇和川ぞい（石灰岩）
II．同上　黒瀬川村嘉義尾柄鎌淵
III．同上　黒瀬川村土居窪野 〃
IV．同上　黒瀬川村土居寺野 〃
V．Iの見掛上直上（凝灰質泥岩）

**iv）窪川累層**

模式地：三滝山"レンズ状部"で，三滝山西側の三滝川支流二見橋の北方，地質図３に示した範囲。

分　布：上記"レンズ状部"において，三滝火成岩類の西北縁にそい巾 80 m 以下の細長い帯をなして分布している。他の"レンズ状部"からは未だ見出されていない。

岩　相：窪川累層は，塊状の細粒砂岩よりなる。肉眼的にはいくぶん紫色をおびており，鏡下では屑片としての黒雲母がある程度二次的に成長しており，また石英も二次的に再結晶しているが，典型的なホルンフェルス組織を呈するには至つていない。

三滝火成岩類との関係：三滝火成岩類とは i）に記したように現在小断層で接しているが，北側の遊子川層群の準片岩とはいちじるしい低角度衝上で接しており，本累層は明かに"レンズ状部"内の一員である。i）で記したように三滝火成岩類は一般に周囲の岩石に殆んどみるべき接触変成作用を与えない特徴がある。現在，本層と断層で接している火成岩類も普通の三滝火成岩類と区別できるものでもないので，本累層は隣接して現在みられる三滝火成岩類により接触変成作用をうけたものとはみなさない[1]。

## VI．模式地での"レンズ状部"周縁の中古生界の概略

周縁の中古生界については，"愛媛県の黒瀬川構造帯周縁部の中古生界"として別に報告するので，ここには概略をのべることにとゞめる。化石のリストはあげないが，何れの地層も年代決定に有効な化石を含んでいる。

i）**"レンズ状部"および釜ノ川衝上以北**（秩父累帯北帯[2]にあたる）

a）竜泉（リユウゼ）層群（上部石炭系中部統）塩基性凝灰岩が優勢。

b）長崎層群（ペルム系下部統中部階）。

c）横林層群（ペルム系下部統上部階）塩基性火山岩・凝灰岩が優勢。

d）遊子川（ユスカワ）層群（ペルム系中部統中上部階？及び上部統の一部）中下部は塩基性火山岩・凝灰岩・チャート層と砂岩・頁岩層の交互層で，ペルム系中部統に属する。上部は砂岩頁岩互層で，その最下部にときに酸性凝灰岩をはさみ，有効な化石はまだ発見していないが恐らく上部統。層厚 3000 m 以上。構造帯に近接する部分（下部層

1）しかし本累層の存在は，寺野変成岩類が熱変成作用をへた可能性があることとともに，黒瀬川構造帯形成初期の深成火成活動（三滝火成岩類生成史の未知の初期的段階ともみなし得よう）の存在を暗示している．

2）市川・石井・中川・須鎗・山下（1955b）参照．

に属する）は，準片岩化している（主として，緑簾石・白雲母・緑泥石・スティルプノメレィン？・曹長石・石英準片岩）。

e) “レンズ状部”北縁およびそれに近接するサンドウイッチ帯内の中古生界。

(イ) 野村層群（Ⅵ・ii・c）相当層（ペルム系中部統）

(ロ) 嘉義尾層群（Ⅵ・ii・f）相当層（中生界上半部の一部）

**ii) “レンズ状部”および釜ノ川衝上以南・魚成衝上以北**（秩父累帯中帯にあたる）

a) 板取川層群（上部石炭系中部統）。

b) 男地（オンジ）層群（ペルム系下部統上部階）砂岩泥岩が優勢で，礫岩を含む。

c) 野村層群（ペルム系中部統）砂岩・泥岩互層と塩基性火山岩・凝灰岩・チャート層とよりなり，塩基性凝灰岩は，しばしば石灰岩角礫等を含み，角礫質となる。

d) 土居層群（ペルム系上部統）砂岩・黒色泥岩が優勢で，不規則な礫岩レンズを含む。

e) 川内ケ谷層群（トリアス系上部統）。

(イ) 下部川内ケ谷亜層群（佐川階）

(ロ) 上部川内ケ谷亜層群（皿貝階）

両亜層群ともペルム系諸層群を境する構造線に沿つて断片的に入つている。

f) 嘉義尾（カギオ）層群（中生界上半部，おそらく，ユラ系上部統）。

**iii) 魚成衝上以南・仏像構造線以北**

a) 高川層群（ペルム系の部分を含む）。

b) 今井谷層群（ユラ系上部統）。

(イ) 下相（オリアイ）累層　鳥巣式石灰岩が多い。

(ロ) 中津川累層　チャート礫の礫岩を特徴的に含む。

c) 菊野谷累層（古白亜系）。

**iv) 脈　岩　類**

a) 超塩基性岩類　当地域では，北帯に限つて分布している。

b) 塩基性脈岩類　厚さ数 m 以下のもので，嘉義尾層群を貫くものがある。

## VII. 模式地以外の地域での“レンズ状部”について

四国での黒瀬川構造帯の分布については Ⅲ. iii でのべたが，そのうち，模式地以外の代表的な“レンズ状部”について，つぎにのべる。

**i) 大樽谷—妹背間**

佐川盆地と越知盆地間の地域では，“レンズ状部”の構成メンバーが，北から順に，①大峠—横倉山を通る構造線（黒岩衝上線にあたる），②大樽谷—馬ノ原—妹背を通る構造線および，③川内ケ谷層群の南限を劃する構造線にそつて主として分布しているが，黒瀬川構造帯の主軸は Ⅸ. iiにのべる見地から，含礫ペルム系市瀬層群[1)]の北側，越知盆地白亜系の南側を通る②で代表される。この部分には西より順に大樽谷，馬ノ原，妹背の“レンズ状部”があるが，その大部分を三滝火成岩類が占め，部分的に比較的北縁に寺野変成岩類が，比較的南縁にシルリア系がのこつている。火成岩類については，石原（1931）・杉山（1936）・福地（1941）が報告しているが，これについては，次の ii）で一括してのべる。本地域では，高度変成岩類は未知であつたが，大樽谷レンズ状部北縁には大樽谷・越知町南方等で断片的に角閃岩や両雲母片岩がみとめられる。シルリア系は，これまで妹背にしかしられていなかつたが，岡成層群特有の（他の外帯の上部古生界には見られない）流紋岩および同質の凝灰岩を手がかりとすることにより，大樽谷・馬ノ原“レンズ状部”の南縁にもシルリア系が認められる。（甲藤・須鎗・石井・市川（印刷中）は下山・山姥—乙（オトゴ）川谷間の諸所で，本系の断片的分布をたしかめている。なお，乙

---

1) 山姥石灰岩を含み，礫岩がいちじるしい．（甲藤・須鎗・石井・市川：地球科学に投稿中）

川谷では本系は三滝火成岩類中に捕獲岩としてとらえられている。また，大樽谷"レンズ状部"では，その北縁の古生界は準片岩化しており（石井・市川・山下，1952），妹背"レンズ状部"北縁には，いちじるしい蛇紋岩帯を経て巾 1.5 km 以上にわたつて準片岩化した伊野累層（恐らくペルム系）が分布している（小島・吉田・市川・石井・甲藤，本誌に投稿中）。

**ii) 横 倉 山**

横倉山一帯は東西 9 km，南北 1 km 以上にわたる広大なレンズ状部で，前記の大樽谷の主"レンズ状部"の北側を通る支軸をなしている。本"レンズ状部"については，石原（1931）・杉山（1936）・福地（1941）の報告があり，最近，野田（1955）も調査結果を発表した。石井・市川・山下（1952，要旨）によれば，ここでは，高度変成岩類はまだ知られず，主として北側に三滝（横倉）火成岩類が，南側にシルリア系が分布する。シルリア系は四国ではここで一番広い分布を示し，南北の分布の巾は 1000 m 以上に及び，その中に延長数 100 m 以上に達する含化石石灰岩がはさまれ，含有化石は杉山（1944）が報告しているが，その他，*Halysites* n. sp. や腕足類数種がある。本層群の優勢なメンバーは流紋岩および同質の凝灰岩で，横倉山頂から南斜面一面に分布しているが，一部北斜面におよぶ，本層の石灰岩を除く大部分は，杉山（1936）の地質図では横倉火成岩類の一員として扱われている。しかし，野外調査の結果から，これがシルリア系のメンバーであることは疑う余地がなく，石灰岩が捕獲岩状に火成岩類につつまれているのではない。したがつて，横倉山の横倉火成岩類の分布は，杉山・福地の地質図に示されているよりはるかにせまい。なお，本地域には，シルリア系を貫く桃色石英閃緑岩があるが，これは圧砕されておらず，今のところ，三滝火成岩類には含めていない。また，全く圧砕されていない斑岩，玢岩類があるが，これも，三滝火成岩類よりは新しい時代のものである。杉山（1936）・福地（1941）は横倉火成岩類が古白亜系を貫くというが，これは三滝火成岩類の一員ではない[1]。

小林（1941，p. 416）のいう横倉火成岩類とは[2]「橄欖岩あるいは蛇紋岩から花崗岩にわたる火成岩およびそれに対応する半深成岩類」の総称で，彼はその貫入の時期を白亜紀中頃のいわゆる佐川フェイズ後半期としている。しかし総称は，実は圧砕された諸岩類の他に上にのべたような玢石類，あるいは超塩基性岩類等の全く異つた時代のものの寄せ集めであり，しかもその中の最も主要なものである圧砕構造をもつた花崗閃緑岩類は，後にのべるように白亜紀中頃のものでなくて，古生代末期のものであるので，これを修正して使用するとすれば，いたずらに誤解と混乱をひき起すだけである。したがつて，はじめに定義したような意味での，古生代末期に生成した秩父累帯の花崗閃緑岩を主体とする圧砕された深成岩類に対しては，露出がよく，かつ他の岩類との関係も比較的よくわかつている愛媛県東宇和郡黒瀬川村三滝山を模式地として，三滝火成岩類という名を使用するのが適切である。

最近野田光雄（1955）は本地域のシルリア系を楠神統（主として緑色千枚岩よりなる），森川統（主として，黒色千枚岩よりなる）にわけているが，両統の主分布地域は三滝火成岩類の北側にあたる。しかしながら，その南縁のごく一部（地質図で石灰岩，酸性火山岩質凝灰岩，チャートとして図示された部分の多くを主体とする）を除いてはすべて，"レンズ状部"以北の北帯上部古生界の変成相とみなされる。ちなみに，横倉山南側（越知一桐見川バス道ぞい）にも野田は久喜統（横倉山以北に主として分布するペルム系中部統）の存在をみとめているが，バス道一上流部落間の同じく久喜統とみなし得る部分（野田は物部川統として図示している）は準片岩化している。要するに，われわれの調査した限りでは，シルリア系中に準片岩部はみとめられない。一方，野田の地質図で，横倉火成岩類の南にひろく物部川統とされている部分，上流部落およびその西方延長での北半部はシルリア系である。したがつて，黒岩衝上線は野田の図示したよりは南を通過することとなる。

**iii) 塚原"レンズ状部"[3]**

高知市西部鏡川ぞいの塚原・宗安寺を中心として分布するもので，西は池ノ谷・伊野町南部（ここでは沖積平

1) また，更に横倉山参道に露出するものを除けば，貫かれた母岩が古白亜系であるかどうか疑問がある．
2) 小林・崑（1940，p. 406）中で小林ははじめて横倉火成岩類を命名したが，その文章は誤植のためか意味が通じないので特に引用しない．
3) 甲藤・須鎗・石井・市川の調査による．

野下に没する）を経て，伊野町（旧川内村）西山西北方にあらわれ，妹背“レンズ状部”に連絡する主軸である。東方は古白亜系のなす万万向斜（小林・藤田・木村，1946）の南に入る。三滝火成岩類を主とし，シルリア系をも含んでいる。

塚原北方約 1.5 km の大河内附近を通過し，東は万万向斜と物部向斜の中間部にのび，西は領家・小山・本村・小野・鹿敷[1]・桂谷・妹背北方の大花にいたるいちじるしい超塩基性岩を伴う構造線があるが，大河内・領家附近では黒瀬川構造帯のメンバーが最大巾 580 m をもつてはさまれている。三滝火成岩類の他に，鏡川ぞいではシルリア系がみとめられる。

上記の 2“レンズ状部”の北側には準片岩化した伊野累層が最大巾 1000 m をなして分布している。

**iv) 坂州“レンズ状部”**

山下（1950）によれば徳島県に入つてからは，那賀郡木頭村の中内で，巾 5 m の三滝火成岩としてあらわれ，それより東へ，蟬谷北方・中谷北方・林谷等を通り，坂州村追立に至るまで 20 m 以下の細長い帯として追跡される。このうち，坂州追立（市川・石井・中川・須鎗・山下，1953）では，その北縁に巾 4 m ていどの寺野変成岩類（主に角閃岩からなる）を含む。この東方では，同村当山・松元間で“レンズ状部”としての肥大が認められ，この部分では北側に三滝火成岩類が，南側に岡成層群の流紋岩質凝灰岩が発達している。なお，この部分では，“レンズ状部”の北側に巾 500〜1700 m の蛇紋岩帯が発達するが，その辺部に緑簾石・緑泥石片岩，石英片岩等が捕獲岩状に露出し，準片岩帯の存在を示している。この帯を境として，その北側と南側とでペルム系の層相が異なることは，すでに前論文で明らかにしたとおりで，前にⅠ帯・Ⅱ帯・Ⅲ帯としたものがそれぞれ秩父累帯の北帯・中帯・南帯に当る。

坂州附近ではなお，この南にペルム系中部統（トリアス系上部統寒谷層によつて直接に不整合に覆われるもの）の間に，最大巾 80 m に達する三滝火成岩の貫入岩体があり，その南縁には，巾 4 m〜40 m の岡成層群が含まれている（市川・石井・須鎗・中川・山下，1953）。

さらにその南には巾 500 m，長さ 1500 m の高丸山[2]火成岩体（山下，1950）があり，三滝火成岩類からなつている。このように，坂州附近では，三滝火成岩類は 3 帯に分布して並走し，かつ，そのうち南方のものが大きい岩体をなしている。しかし，北帯と中帯との境界にあたり，かつ準片岩帯を伴うという特徴からみて，最北の坂州“レンズ状部”およびその延長上のものが，黒瀬川構造帯の主軸をなすことは明らかである。

**v) 辷谷“レンズ状部”**

坂州“レンズ状部”の東方では，勝浦郡横瀬町立川辷谷の“レンズ状部”（山下，1945，1952）があり，両者の間には，中生界分布地の中に古生界の細い帯が連つていて，黒瀬川構造帯の位置を暗示している。この地域から東では，この構造線と“レンズ状部”は，ほぼ勝浦川盆地の白亜系の南縁を走る。辷谷“レンズ状部”は東西やく 7 km，立川谷沿いで巾 850 m に達し，三滝火成岩が北側にあり，寺野変成岩類（350 m）と南側の岡成層群（500 m）とが直接する（ただし両者の接触関係は観察されない）。三滝火成岩類は角閃石閃緑岩（40 m，片麻状で basic inclusion を含み，一部に優白質岩脈あり，緑泥石化・緑簾石化がいちじるしい）からなり，寺野変成岩類はさらに北から，(a) 角閃岩を主とし一部に石英片岩を含む部分（120 m），(b) 含ざくろ石・黒雲母片岩（黒雲母はほとんど緑泥石化）からなる部分（180 m，一部に微褶曲がみられる）にわけられ，三滝火成岩類と (a) とは小断層によつて接し，(a) と (b) との境は不明であるが連続と考えられる。岡成層群は，その大部分が流紋岩類および同質の凝灰岩類からなるが，北端の寺野変成岩類に接する部分に薄い塩基性凝灰岩があり，この部分に含化石石灰岩が含まれている。“レンズ状部”の北側には，巾 60 m の蛇紋岩の帯をへだてて上部中生界があり，さらにその北側に準片岩化したペルム系，非変成のペルム系その北に勝浦川盆地の白亜系がある。このように，この地帯では，レンズ状部の北側に広く上部中生界が発達しているので，準片岩帯の広がりは明らかでない。レンズ状部の南側は勝浦川盆地のものとは異相の古白亜系によつて占められ，中帯のサンドウツチ帯と

---

1) 小島・吉田・石井・市川・甲藤（地質雑に投稿中）。

2) 山下（1950）の地質図では，高丸山火成岩体が上部中生界を貫くような形で示されているが，その本文でのべてあるように，これは中生界を貫くものではない。

なつている。

**vi)　加茂谷附近**

加茂谷附近には，白亜系の分布地帯の南側に南北3帯の“レンズ状部”が見られる（須鎗，1954）。すなわち楠根北方・深瀬附近・十八女(サカリ)北方山腹のものである。

楠根北方のものは主として角閃岩よりなり，分布の巾は南北に約 300 m である。北側には蛇紋岩類が走り，南は上部中生界と断層で接している。この延長が東方で古白亜系からなる羽浦丘陵の南側（現在沖積層でおおわれている）を通ることは，丘陵の南縁（明見山経塚の南斜面）に準片岩化したペルム系（主として緑泥石片岩）が分布していることによつて推定される。

深瀬附近のものは三滝火成岩類を主としており，分布の巾は南北 100 m 以下である。この東方延長は大野村城山の“レンズ状部”につづくものと考えられる。

十八女北方のものは，この地域ではもつとも大きな“レンズ状部”であり，主として三滝火成岩類よりなるが，北側には十八女北方で寺野変成岩類が見られ，南側には大井北方山腹で岡成層群の酸性凝灰岩が見られる。分布の巾は南北 300 m で，東西 4 km に及んでいる。

## VIII.　黒瀬川構造帯の形成

**(i)**　以上で，黒瀬川構造帯の現出状態にかんする総括的記載をおえるが，これらから，以下の諸点を要約指摘する。

(a)　三滝火成岩類は，その分布が狭長であること，岩質が不均一であること，特有な圧砕状態を示すこと，そしてまた周囲の岩石がほとんど接触変成をうけていないこと等からして，protoclastic rock であろうと考える。

(b)　岡成層群で代表されるシルリア系および寺野変成岩類で代表される高度変成岩類は，秩父累帯一般からみて異質的な存在であり，ペルム・石炭系の基盤をなすものと考えられる。そしてシルリア系が三滝火成岩類に貫かれていることからみても，その上昇は，第一義的には後者の迸入に関連しているものと考える（ただし，後の年代の変形ないしは，後の年代の蛇紋岩迸入により，二次的に移動していることが多い）。

(c)　“レンズ状部”周縁のペルム系の準片岩化は，その分布が“レンズ状部”の形と調和的であることから，互に関連のある変動の結果であると考える。すなわち，三滝火成岩類の形成，岡成層群，寺野変成岩類の上昇，ペルム系の準片岩化は一連の変動の結果であるとみなすわけである。

**(ii)**　その場合，これらの形成年代はいつ頃であろうか。この点を以下に考察する（ただし，以上の現象は互に関連のある一連の変動の結果であつても，それらのくわしい年代的一致は期待すべきではない。今後の，より高次の段階の検討により，またとくに前項の，a・b と c との前後関係，内的関連を考えることが必要である。ここでは，古生代末か，中生代後半かといつた大局的な年代考察を問題としているのである）。

(a)　三滝火成岩類は，V・i にのべたように，シルリア系を貫き，また恐らくペルム系中部統の野村層群かと思われる地層を貫いているが，その地層の年代は確実ではない。“レンズ状部”の北縁に分布する準片岩化した部分は遊子川層群下部層（ペルム系中部統中部階）である。したがつて，ペルム紀中世以降のことであることは疑いない。なお，準片岩部はごく小規模ではあるが，しかしその形成のためには，ある程度の深さが必要である。その際，準片岩部だけが断層で深部にたたみこまれたというものでもないので，結局，準片岩部よりも上位の地層がかなり厚いことが必要である。遊子川層群は非常に厚く，準片岩化した最上部の層準より同層群の最上部までは約 2500 m ある。本層群の最上部は，化石上の確証はないが，ペルム系上部統の下部をある程度含んでいると考えられるの

で，準片岩形成はさらに，ペルム紀新世のある時期後と考えるのが妥当である。

(b)　三滝火成岩類はペルム系上部統およびそれ以後の地層を貫いている証拠はない。いわゆる横倉火成岩類中の玢岩岩脈が古白亜系を貫いているといわれているが，VII・ii にのべたように，この玢岩は三滝火成岩類の一員ではない。又“レンズ状部”に接する中生界は決して準片岩化していない。したがつて，構造帯形成が中生代に入つてからであるとする積極的な証拠はない。

(c)　つぎに構造帯周縁には含礫層が比較的多く見出されるが，その礫を検討してみよう。

1)　領石層群（古白亜系）……高知県越知盆地の本層群の角岩様の礫は，横倉山南斜面に広く分布するシルリア系の流紋岩，および同質の凝灰岩に同定できる。また，含ざくろ石黒雲母片岩の礫も見出だされる(とくに横倉山南麓の領石層群において多い)。

2)　鳥巣層群（ユラ系上部統)……黒瀬川地方で“レンズ状部”に南接する嘉義尾層群[1]よりは緑簾石・緑泥石トロニエム岩，黒雲母・微斜長石花崗岩，白雲母・微斜長石・曹長石花崗斑岩，微斜長石斑岩等の礫を産するがこれらは何れもアルカリに富み，その点，三滝型である。又アプライト質片麻岩礫や砂岩準片岩礫も含まれている。一方，含ざくろ石黒雲母ホルンフエルス礫も見出されている。つぎに，佐川盆地で比較的レンズ状部に近い長竹相鳥巣層群は蔵田 (1941a) によれば，石英斑岩・文晶花崗岩・アプライト・花崗岩質岩類を起源とする圧砕岩等の礫を含み，このうち第二のものは小出博の領家第一期の花崗岩の“shallow facies”に相当し，第四のものは中央構造線にそつてあらわれる圧砕岩に酷似するという。徳島県では，勝浦川盆地南縁（那賀郡相生村竹谷）の上部中生界（鳥巣層群）から，圧砕構造を呈する花崗岩・石英斑岩・斜長石流紋岩(岡成層群のものとは異る)等の他に緑泥石・緑れん石片岩とざくろ石黒雲母片岩（黒雲母は緑泥石化）の礫が見出され，この最後のものは，同地方北側に位置する竜谷“レンズ状部”の寺野変成岩類中の同様な含ざくろ石黒雲母片岩のあるものと区別できない。

3)　川内ケ谷層群（トリアス系上部統)……徳島県木頭地方の下部川内ケ谷亜層群（佐川階）よりは，緑泥石・石英・曹長石片岩，シルリア系のものに酷似する酸性火山岩・凝灰岩等の礫が見出される。

4)　上居層群・休場層群（ペルム系上部統)……高知県の模式地の休場層群中の火成岩礫[2]は，ソーシユール石はんれい岩，両雲母・微斜長石ペルト石・曹長石アプライト，緑泥石石英斑岩（アルカリ長石が多い）が主なものである。いずれも圧砕のあとを示している。一番量の多いはんれい岩は，輝石の relic を含み，緑泥石化・緑簾石化がいちじるしく，長石は例外なく曹長石となり，又 ophitic texture を示すが有色鉱物よりは長石の量が比較的多く，肉眼では一見花崗岩状で，三滝火成岩類に見られるはんれい岩とよく似ている。石英斑岩も三滝の“浅部相型”とみなし得る。ただし，花崗岩・花崗閃緑岩類はほとんどない。

5)　男地層群（ペルム系下部統上部階)……火成岩礫としては，黒雲母トロニエム岩が少くないが，これは圧砕のあとを示さず，又有色鉱物もほとんど緑泥石化していない。三滝火成岩類とは，趣を異にしている。

礫と供給源岩体との対比については非常に困難な諸点があり，慎重を要する。

(1)　火成岩礫について：“レンズ状部”に現在直接するまたは近接するユラ系・ペルム系上部統の礫はときに 30 cm 以上に達し，かつ，このような火成岩礫を含む同時代の地層は，“レンズ状部”よりはなれた地域にはほとんどない。

---

1)　われわれの採集したものを加納博が顕微鏡観察を行つた.

2)　市川・石井の採集品を加納博が検鏡した.

佐川盆地の長竹相鳥巣層群の礫は，従来，領家帯や中央構造線より由来したものだという説（蔵田，1941；小林，1949）があるが，しかし，圧砕された火成岩礫が特徴的に含まれているユラ系が黒瀬川構造帯“レンズ状部”の主として南縁にかぎつて分布しており，それ以北では“レンズ状部”に近接する部分を除いては，圧砕岩礫を含む同時代の地層が全くないこと，又領家帯との間には当時 positive な山地をなしていたと考えられる三波川変成帯（および秩父累帯北帯の大部分）があることを考慮するときは，しばしば大礫・漂礫の多い，また連続性のわるい含火成岩礫層の供給源を，黒瀬川構造帯の三滝火成岩類に求める方が自然である。休場礫岩として知られたペルム系上部統の含礫岩相も，全般的にみると，黒瀬川構造帯周縁部に限り分布しており，やはり，供給源を同様に考えるのが適当である。

(2)　高度変成岩礫と流紋岩，同質の凝灰岩礫について：これらは，四国では，現在黒瀬川構造帯を除いては，外帯の他帯に供給源を求めることができない[1]。又，以上の礫の供給源である地層・岩類が，ペルム・石炭系の基盤をなしていたが，ある時期に大規模にペルム・石炭系上を逆転，衝上しておおい，さらに現在では侵蝕されてなくなつたとは，外帯の地質構造上，又，衝上の「根」をどこに求めるかという点からして考えがたい。今日までの，われわれの知識では，これらをそれぞれ黒瀬川構造帯に見出される高度変成岩類，およびシルリア系より由来したものと考えるのが妥当である。

以上の点から，既に比較的深所に形成されていた黒瀬川構造帯が，ペルム紀新世のある時期には地上に露出していたと考えられる。

(i)，(ii) から考えて，黒瀬川構造帯形成の主な時期は古生代末，すなわち，ペルム紀新世中であり，かつ形成と共にいちじるしい上昇さくはくがあつたことがわかる。

(iii)　以上，黒瀬川構造帯形成の主な時期を，いろいろの資料からつきつめてきたが，最初にのべたような黒瀬川構造帯の定義は上にのべたような諸点にたつて生れたのである。このような構造帯形成は歴史的な発展であるから，当然主な時期だけでなく，その発生，準備期よりはじまり，終末期にいたるまでの過程が明らかにされねばならない。そのためには，周縁の地質一般をひろく検討して，より広い場の中で，黒瀬川構造帯がどのような発展をとげていつたか，という観点から扱つていかなければならない。その点は，黒瀬川構造帯周縁の中古生界の記載を行つた上で，改めてのべる予定である[2]。

## IX.　黒瀬川構造帯の地史的意義

### (i)　黒瀬川構造帯の空間的ひろがり

四国での分布は上にのべたが，これと似た構造帯は，a）東方延長として紀伊半島西部，b）西方延長として九州にもみとめられている。すなわち，

a）東方延長　和歌山県湯浅盆地の天皇山スラストおよび栖原スラストにそつて顔を出している，甚だしい破砕構造を示す花崗閃緑岩類，および角閃岩，雲母片岩・片麻岩，“白粒岩”の類（松本，1947；堀越 1936），含化石シルリア系（市川・石井・田中，1953）の存在で示される。堀越の花崗閃緑岩類の記載は三滝のそれとよく一致している。しかし，それ以東，関東山地にいたる間では，鳥羽地方，山中地溝帯南縁等，本構造帯が延長すると期待される部分では，いちじるしい超塩基性岩類の迸入はあるが，黒瀬川構造帯“レンズ状部”のメンバーは従来の文献によつても，またわれわれの調査によつても全く認めることができない。

---

1)　三波川変成帯およびそれに近い部分の秩父累帯は，相当に古いように想像されていることがあるが，しかし四国では，少くとも寺野変成岩類，シルリア系が以上の地帯に現在露出していることは期待できない。

2)　市川・石井・中川・須鎗・山下（1955）に略報してある。

b)　西方延長　南九州では宮崎県西臼杵郡三ヶ所村（鞍岡村）（斎藤・神戸，1954），熊本県球磨川下流地方（松本・勘米良，1949，1952）等より報告されている火成岩類，高度変成岩類，シルリア系の狭長な分布が，これを暗示している。例えば，球磨川下流地方の八代火成岩類（蛇紋岩類をも含む）の主なものは，直接中生界をぬいている部分が見出されていないという[1]。同様な火成岩類は東方の大分県臼杵地方でもしられている（藤井，1954）。なおまた，構造線に接する部分では，臼杵地方では，巾 1 km に及ぶ準片岩帯（その一部はペルム系下部統を含む鎮南山帯古生層である）があり，宮崎県でも，鏡山層（含紡錘虫上部古生界）が，“レンズ状部”に接する部分で準片岩化しており，又，球磨川流域でも，小田尾帯，走水帯古生界（ペルム・石炭系）の一部が，準片岩化しているという。われわれは，これら九州の秩父累帯の諸岩類，地層をよく調べる機会を得ていないので，これらを劃一的に扱うことはできないが[2]，しかし，大観して，秩父累帯のほぼ近似した地質的位置に，これらの岩類があらわれていることは注目すべきことである。これらの主要なものは黒瀬川構造帯の西方延長を暗示[3]しているのであろう。

要するに，黒瀬川構造帯は，現在，新しい時代の変形のため，わかりにくくなつてはいるが，恐らく，西南日本外帯西半部にわたり秩父累帯の中程にひろく延長していたものである。

従来無視されていた西南日本外帯における古生代末変動のあらわれにかんする最近の諸知見については，秩父累帯におけるペルム系中部統とトリアス系下部統との不整合関係を報告した際にくわしくのべた（市川・石井・中川・須鎗・山下，1953A）。古生代末変動のいちじるしいあらわれである黒瀬川構造帯が，以上のような広い分布を示していることは，上の見解を更に裏付ける一事実である。

### (ii)　外帯での黒瀬川構造帯の地質的位置

黒瀬川構造帯にみられる三滝火成岩類は，本構造帯の主要な内容であるが，本岩類は外帯では，三波川帯・四万十帯には，認められず，又，四万十帯に分布する新期花崗岩類とは全く趣を異にしており，秩父累帯にだけ認められる。さらに秩父累帯中でもある限られた部分に見出される。

従来，いわゆる横倉火成岩類は，秩父累帯の帯状構造を幾分斜に切つて分布しているようにみなされているが（小林・1941，1949），ここにいう黒瀬川構造帯の分布はそうではない。

別の機会に具体的にのべるが，四国の秩父累帯は，ペルム系のそれぞれ特徴ある層相発達と地質構造上の特徴とから，北中南の三帯にわかたれる。これは，古生代後半の地向斜内の分化を反映しているわけであり，こうした分化はペルム紀の後の世になるにしたがい顕著になつていつた。そして黒瀬川構造帯は，このように異質的なものとして分化のすすんだ北帯と中帯との境に，生じたのである。含礫相の男地層群（ペルム系下部統上部階）の存在でわかるように，その準備期（ペルム紀古世）には，この部分は，古生代地向斜内の1つの浮上りの部分 —Schwellenzone— をなしていたものである。それが変動の進展にともない深部に達する構造帯 —tektonischer Rücken— と化したのである。このような，地向斜内の1つの浮上りの部分→造山帯での深部に達する1つの tektonischer Rücken として，黒瀬川構造帯の，古生代末変動における役割を把握していくべきである。

さらにまた，この帯の存在は，中生代の地層発達にも大きな影響をおよぼしている[4]。

1)　勘米良（1955）によれば，球磨川下流地方で，これら岩類を含む構造線にそう含礫相の小崎層（ペルム系中部統下部階）には，圧砕された優白質花崗岩礫が含まれているという．この事実は，構造帯初期の地史解明上大切な資料であろう．
2)　藤井（1954）によれば，臼杵地域で，外帯の帯状構造に斜交するとされている山部構造線にはさまれている優白質花崗岩および閃緑岩中のジルコンは冨田達によると Pre-Cambrian 型であるという．また，準片岩部の分布は，レンズ状部の分布とは，必ずしも調和的でなく，後の時代の変形が，いちじるしいようである．
3)　黒瀬川構造帯は，IVに定義したように，現在みられる構造線をいうのではない．
4)　市川・石井・中川・須鎗・山下（1955）参照．

### (iii)　西南日本外帯以外での類似の構造帯について

黒瀬川構造帯は，日本の古生代末造山帯の特性を理解する上で，見逃すことのできない要素であるが，a) 大きな地質構造区の境界にあらわれていること，b) 現在その周縁にみられないような基盤岩類を含むこと，c) local dislocation metamorphism を伴うこと。d) protoclastic rocks の小岩体を伴うことなどは注目すべき事柄である。このような特徴のすべてを具えてはいないにしても，またその生成年代が必ずしも同一ではないにしても，類似の構造帯は日本の他の地域にもいくつか見出されている[1]。そして，それらは，(1) 基盤に達する深い構造帯であり，その意味で大構造を把握する上での1つの手掛りを提供する。(2) また，地表に露出していない基盤の状態を物語つてくれるという点で，重要な意味をもつている。

なお，黒瀬川構造帯形成の主要な内容をなす三滝火成岩類といろいろの点で共通性をもち，またほぼ同時期（ペルム紀）に生成したとみられている火成岩類が，北上山地・阿武隈山地その他からしられている（加納博，1954）。これらは注目すべき共通性があると共にそれぞれ特有の個性をもつている[2]。今後，それらの地質学的，岩石学的性格を，的確な層序学的資料の充実と相俟つて，比較検討し，日本の古期造山帯形成の際，それぞれの岩類の果した役割を，地史的に明らかにしてゆくことが大切な課題であろう。

## 引　用　文　献

1)　藤井　浩二 (1954)：大分県臼杵地域の層序と構造，地質雑，**60**，709，710.

2)　福地　成治 (1941)：土佐国越知盆地の地質，地質雑，**48**，579.

3)　堀越　義一 (1936)：紀伊湯浅町附近の火成岩，地質雑，**43**，511.

4)　市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下　昇 (1953 A)：坂州不整合について ―徳島県那賀郡坂州村附近の団体研究，徳島大学学芸紀要（自然科学）．**3**

5)　市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下　昇 (1953 B)：愛媛県三滝山・寺野地域の地質について（黒瀬川構造帯の研究その 4)，日本地質学会関西支部報，No. 15（活版印刷)．

6)　市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下　昇 (1954)：愛媛県の黒瀬川構造帯周縁部の中古生界，地質雑，**60**，706.

7)　市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下　昇 (1955)：四国の秩父累帯について，日本地質学会関西支部報，No. 26，西日本支部報，No. 16，合併号（活版印刷)．

8)　市川浩一郎・石井健一・甲藤次郎 (1955)：高知県中部における秩父累帯北帯，地質雑，**61**，718.

9)　市川浩一郎・石井健一・田中啓策 (1953)：和歌山県湯浅地方よりゴトランド紀石灰岩の発見，地球科学，No. 11.

10)　市川浩一郎・山下　昇・石井健一・中川衷三 (1952)：黒瀬川構造帯（黒瀬川構造帯の研究その 3)，地質雑，**58**，682.

11)　石原　呉郎 (1931)：土佐国佐川盆地北辺部の地質構造と火成岩迸入との関係，地質雑，**38**，450.

12)　石井　健一 (1952)：愛媛県よりゴトランド紀三葉虫の発見，地質雑，**58**，683.

1)　たとえば，飛騨変成帯の周縁をとりまく，シルリア系および，後退変成作用をうけた高度変成岩類で代表される部分も，山下 (1947) 市川・石井 (1952) の観察によれば，黒瀬川構造帯と同様な構造帯とみなすべきである．又，そうみることにより，外来的なシルリア系が非変成で，周縁のペルム・石炭系の一部が準片岩化していることも理解できるのではなかろうか．（最近亀井節夫は本構造帯を飛騨外縁構造帯と命名した．）

2)　例えば，北上山地の氷上山花崗岩類は，黒瀬川構造帯のような構造帯にあらわれたものではないようであり，また，三滝火成岩類程に，いちじるしく不均質で，圧砕されてはいない．

13) 石井健一・市川浩一郎・山下　昇 (1952): 愛媛県，高知県における黒瀬川構造帯について (黒瀬川構造帯の研究，その 1)，地質雑，**58**, 682.

14) 加納　博 (1954): 北上中軸帯における花崗岩と堆積岩類の構造的関係 (I) (花崗岩類の構造解析)，地質雑，**60**, 705.

15) 勘米良亀齢 (1950)，球磨川中流籠瀬，神瀬地域の地質構造，九大理学部研究報告，**2**, 2.

16) 甲藤次郎・須鎗和巳・石井健一・市川浩一郎(未刊): 佐川盆地北縁の地質の再検討，地球科学，投稿中.

17) 木村　敏雄 (1950): 高知県白石川，郷，越知面地方の地質について，地質雑，**56**, 656.

18) Kobayashi, T. (1941): The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, Sect. II, **5**, Pt. 7.

19) 小林　貞一 (1949): 日本地方地質誌，四国地方，朝倉書店.

20) Kobayashi, T., A. Huzita et T. Kimura (1946): On the Geology of the Central Part of Southern Shikoku. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **19**.

21) 小林貞一・嶌　由之 (1940): 高知県佐川盆地東北部に於けるハリサイテス石灰岩の発見と其の四近の地質について，地質雑，**47**, 565.

22) 小島丈児・吉田博直・市川浩一郎・石井健一・甲藤次郎 (未刊): 予土路線 (西条一伊野) にそう三波川帯，秩父累帯の地質，地質雑 (投稿中).

23) 蔵田　延男 (1940～1941 A): 斗賀野盆地四近の地質学的研究 (鳥巣統の層序学的考察を主題として)，地質雑，**47**, 567, **48**, 568.

24) 蔵田　延男 (1941 B): 斗賀野盆地附近及其の西隣地域に於ける構造線に伴う火成岩に就て，地質雑，**48**, 572.

25) 松本　達郎 (1947): 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見，九大理学部研究報告，地質学之部，**2**, 1.

26) Matsumoto, T. et K. Kanmera (1949): Contributions tb the Tectonic History in the Outer Zone of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, Ser. D, **3**, 2.

27) 松本達郎・勘米良亀齢 (1952): 球磨川下流流域，九大理学部地質学教室.

28) 三木 (石井) 健一・江口元起 (1950): 愛媛県東宇和郡のゴトランド紀層，地質雑，**56**, 656.

29) 野田　光雄 (1955): 高知県横倉山附近の古生層の層序と地質構造，九大教養部地学研究報告，No. 1.

30) 斎藤正次・神戸信和 (1954): 宮崎県西臼杵郡三ヶ所村・鞍岡村附近の地質，地質調査所月報，**5**, 3.

31) 杉山　隆二 (1936): 四国越知附近の火成岩類を主体とする地質調査概報，地学雑，**48**, 568.

32) 杉山　隆二 (1944): 水銀鉱床附近の地質調査並に水銀鉱床の運鉱岩の研究 (予報)，東京科学博物館研究報告，No. 16.

33) 須鎗　和巳 (1954): 徳島県加茂谷附近の地質，徳島大学学芸紀要 (自然科学)，**5**.

34) Yabe, H. et T. Sugiyama (1942): A new Occurrence of Fossiliferous Gotlandian Limestone on Yokokura-yama, Ogiri-mura, Takaoka-gun, Koti-ken. *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, **18**.

35) 山下　昇 (1946): 徳島県に於ける后島紀層の発見，地質雑，**52**, 610～612.

36) 山下　昇 (1950): 徳島県木頭地方の地質，地質雑，**56**, 655.

37) 山下　昇 (1952): 徳島県の黒瀬川構造帯 (黒瀬川構造帯の研究　その 2)，地質雑，**58**, 682.

38) 山下　昇・石井健一・市川浩一郎・中川衷三 (1952): 四国のゴトランド紀層に関連する二，三の事実，地質雑，**58**, 679.

39) 山下　昇・田中啓策・山際延夫・吉田省三・中川衷三・須鎗和巳・石井健一・甲藤次郎・市川浩一郎 (1954): 四国外帯の中生界，地質雑，**60**, 706.

# 船津附近で見られるひだ変成岩と，船津花崗閃緑岩と，古生層との関係

## (ひだ構造帯の覚え書)*

野 沢 保・礒 見 博**

(1955 年 9 月 22 日受理)

## On the Relation among Hida Metamorphics, Funatsu Granodiorite and Paleozoic Formations

### (A Note on Hida Tectonic Zone)

Tamotsu Nozawa and Hiroshi Isomi

(Abstract)

The Hida metamorphic zone is girdled along its southern rim by a remarkable tectonic zone, which the writers name the Hida tectonic zone. This zone, 15～20 km in width, comprises the following rocks, zonally arranged from north to south;

Hida metamorphics-augen gneiss-Funatsu granodiorite-Paleozoic formation including crystalline schist.

Besides, local intrusions of serpentine dykes.

A remarkable feature among these rocks is the parallelism of the main structures, i.e. the structure of the Hida metamorphics, the boundary line between the Hida metamorphics and Funatsu granodiorite, the boundary line between the latter mentioned and the Paleozoic formation, the structure of the Paleozoic formation, and the direction of mylonitization, as well as the schistosity of crystalline schist. These important structures run from northeast to southwest, zigzag in from.

The most fundamental movement in the Hida tectonic zone is the upheaval of the Hida metamorphics with relation to the Paleozoic formation. By this movement, a part of the periphery of the Hida metamorphics was rolled up, and mylonitized; and the Funatsu granodiorite, metasomatic in original nature, was dragged up and forced to be intruded in a mylonitic fashion, into the interstices between the Hida metamorphics and the Paleozoics. With regard to the Paleozoic formations, the northern one was thrust upon the southern one, accompanying weak dynamo-metamorphism forming crystalline schist.

The Hida tectonic zone was formed, for the most part, after deposition of the Paleozoic and before the later Mesozoic.



* 1954, 1955, 日本地質学会年会にて一部講演

** 地質調査所地質部

## ま　え　が　き

ひだ変成帯の南縁地域は，ひだ山地の地質を研究している人々によつて，しばしば指摘されているように，1つの著しい構造帯をつくつており，たとえば小林貞一によつて「内帯中央線」*，亀井節夫その他によつて「ひだ外縁構造帯」** などと呼ばれている。

船津附近では，この構造帯の性格が，かなり明瞭にあらわれている。ここに，未だ不十分ではあるが，船津附近における構造帯のあらましを報告したいと思う。

もちろん，船津附近にみとめられる構造帯は，地域的にも，地質学的意義の上でも，ほぼ，上記の名称に相当する。しかしそれらの名称を記した報文は，概略をのべるにとどまつており，それらの意義や主旨が，筆者達の考えと，多少ちがつているおそれがある。故に，ここでは，本論文の記載を自由にするために，すなわち記載の便宜上，ひだ構造帯と言う名称を用いることにする。

この研究にあたつて，地学団体研究部会ひだグループ，ひだ山地の地質研究会をはじめ，数多くの人々の，協力と助言とをえた。深い感謝を捧げるものである。

## 1. ひ だ 構 造 帯

いわゆるひだ変成岩は，青海—槍岳—穂高岳—蒲田—本郷—楢谷—伊勢を結ぶ線の北西に，広く分布している。この線の南東には，変成していない古生層がひろがり，ひだ変成岩は，全く発見されない。

この境界線は，一般に 15～20 km の巾をもち，複雑な構造をつくつている。これが**ひだ構造帯**である。ひだ構造帯には，次のような岩石が，ほゞ帯状をなして分布している。すなわち，変成岩側（北西側）から，ひだ変成岩—眼球片麻岩—船津花崗閃緑岩—結晶片岩—古生層となつている。もちろん，これらの各帯は，量的には変化が著しいが，順序が前後することは，比較的まれで，局部的である。この他，この帯状分布を切つて，所々に蛇紋岩脈が形成されている。

## 2. ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩

ひだ変成岩は，船津附近では，角閃石または黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩を主とし，晶質石灰岩・透輝石閃緑岩・角閃岩・斑糲岩などをふくんでいる。その構造は，大きく見ると船津北方では，走向: N 15°W，傾斜: 直立または 70°W で，船津南方では，走向: N 75°E，傾斜: 45°W と曲り，更に南西方の巣山附近では，再び，走向: N 10°W，傾斜: 70°E となつてくる。すなわち，北東から南西へ，階段状に曲りながらつづいている。

しかし，船津北方で，ひだ変成岩が船津花崗閃緑岩に接する部分では，変成岩の一般構造からはずれて，一部に，複雑な構造がつくられている。すなわち，栃洞附近でみると，ひだ変成岩は，走向: N 25°E，45°S 方向に落す軸をもつた小さな背斜構造をつくつている。この構造は，ひだ変成岩が，船津花崗閃緑岩に対して，ほゞ S 25°W 方向につき上り，その際に，ひきずられて，まくれた褶曲ではないかと考えられる。同じような方向のひきずり褶曲をともなう断層は，栃洞北方の吉ケ原にも見出される。この変位運動は，小さな露頭でも，包有物のうけた廻転運動や，眼球片麻岩の“眼球”の配列によつて示される局部的な変位運動の方向が，何れもほゞ N 25°E が多いことによつても支持される。

ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との境は，船津以北では，ほゞ N 25°E 方向に，直線状であり，船津附

---

* 小林　貞一 (1951): 白山をめぐる地域の地質——特に手取統について——，石川県土木部計画課.

** 亀井　節夫 (1955): “ひだ外縁構造帯”について，飛騨山地の地質研究連絡紙，No. 7.

近で曲つて，以南では，ほゞ N 65°E となり，更に巣山附近では，ほぼ NS となつている。したがつて，両者の境は，変成岩の構造，または上にのべた変位運動の方向と，ほぼ一致する。この事実は，船津花崗閃緑岩が，大きくみて，ひだ変成帯の南縁にそつて，長くのびて分布することとよく調和する。

ひだ変成岩は，その南縁で，船津花崗閃緑岩に接する部分では，主に角閃石花崗閃緑岩質片麻岩及び角閃岩質岩石であつて，大部分ミロナイト化作用をうけている。このミロナイトの一部は，平行に配列した眼球状の微斜長石の斑状変晶をもち，眼球片麻岩となつている。“眼球”は，ミロナイト化していない部分にも，はつきりしないりんかくで，しみこんでいることもある。また“眼球”は，船津花崗閃緑岩に近づくと，次第に大きくなり，同時に，微斜長石の自形に近い形になつてくる。そして，眼球片麻岩は，弱い片理をのこした斑状船津花崗閃緑岩に漸移する。この“眼球”は，しばしば船津花崗閃緑岩のペグマタイトにつながることが観察され，その起原が，船津花崗閃緑岩にあることがわかる。

船津花崗閃緑岩についてみると，その中には，大谷・奥麻生野（オクアソヤ）・尻高（シツタカ）・原などのように，ひだ変成岩が包有物として多くのこり，船津花崗閃緑岩と漸移している。このような部分には，いわゆる palimpsest 構造，星雲状構造，眼球状構造などが発達し，各包有物は，互にはなれていても，ほゞ連続的な構造関係を保つていることもある。これらの事実は，船津花崗閃緑岩の主体が，交代性の起原をもつことを示している。

このようなひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との関係を，船津附近について考えてみると，はじめ船津花崗閃緑岩は，ひだ変成岩を交代しながら形成されたが，その晩期に，ほゞ両者の境界線にそつて，著しい変位運動がおこり，ひだ変成岩は，船津花崗閃緑岩に対して，南西方につき上つたと考えられる。

この変位運動は，前にのべたように，栃洞附近で，ひだ変成岩にも，部分的に，構造上の影響をあたえている。

また，ひだ変成岩に対しては，船津花崗閃緑岩から，“眼球”などのペグマタイト質物質がしみこんでいるばかりでなく，化学成分からみても，両者ともに，$Na_2O$ が，5% 前後に達する岩石が多くふくまれ，両者は，物質的にも，密接な関係にあると考えられる。

### 3. 船津花崗閃緑岩と古生層

船津花崗閃緑岩は，その南側で古生層に接する。その接触のし方は，次にのべるように，地域ごとに異なり，かなり複雑である。

I．鳴滝：ここでは，船津花崗閃緑岩は，やゝ優黒色の，黒雲母・角閃石花崗閃緑岩，または石英閃緑岩で，接触部から約 500 m はなれると，赤桃色の微斜長石斑状花崗閃緑岩に移化する。古生層は，主に輝緑凝灰岩であつて，石灰質岩・砂岩及び頁岩などの薄層をはさんでいる。船津花崗閃緑岩は，古生層へ貫入した細い分岐脈まで，アプライトでも，ペグマタイトでもなく，かなり優黒色の部分をふくんだ石英閃緑岩である。また接触部附近には，著しく不均質な岩相がふくまれ，ホルンフェルスの構造をのこした黒雲母花崗閃緑岩・角閃岩の構造をのこした細粒閃緑岩などが，局部的に発達している。これらは，石英閃緑岩または花崗閃緑岩に移化する。

古生層は，熱変成作用をうけ，輝緑凝灰岩質の岩石からは，緑簾石・陽起石ホルンフェルス，または菫青石・直閃石ホルンフェルス，頁岩質の岩石からは，黒雲母ホルンフェルス，石灰質の岩石からは，柘榴石・灰鉄輝石スカルンが，それぞれ形成されている。このホルンフェルス帯は，ごくせまいもので，接触部から，約 35 m の地点では，わずかな珪化作用がみとめられるにすぎない。

II．柏当（カシワテ）（高原川の上流，本郷東方約 13 km）：ここでは，船津花崗閃緑岩は，やや優黒色の角閃石

花崗閃緑岩で，接触部から約 200 m はなれると，赤桃色の黒雲母・角閃石花崗閃緑岩に移化する。接触部附近には，優黒色の粗粒及ご細粒の閃緑岩が，しばしば多量に発達している。接触部に近いほど，閃緑岩質岩石は増加し，弱い片状構造，または線構造をもつてくる。

古生層は，石灰質岩の薄層をはさむ輝緑凝灰岩で，透輝石ホルンフェルス・陽起石ホルンフェルスとなつている。これらのホルンフェルスは，何れも，多少の片状構造をもつが，特に透輝石ホルンフェルスの大部分は，緑簾石・緑泥石の細脈によつて，縞状に細かく分たれ，一種の透輝石・緑簾石・緑泥石片岩となつている。

このような片状構造は，接触部から約 5 m の間にだけ発達し，塊状の陽起石ホルンフェルスなどに移化している。

Ⅲ．新田：ここでは，船津花崗閃緑岩は，赤桃色の細粒化したミロナイトで，緑簾石脈に富んでいる。ミロナイト化作用，及ご緑簾石細脈の主な発達方向は，ほぼ東西で，古生層との境界線にほぼ平行である。このミロナイトは，接触部から約 45 m はなれると，赤桃色の斑状花崗閃緑岩，または，石英閃緑岩になり，ミロナイト化作用の影響はなくなる。

この船津花崗閃緑岩のミロナイトは，ほとんどミロナイト化作用をうけていない黒雲母ホルンフェルスを，部分的にはさみながら，輝緑凝灰岩のミロナイトに移化する。この移化は，船津花崗閃緑岩が輝緑凝灰岩の中へしみこみ，もみこまれるという特異な型式をとつている。このミロナイトは，一見，礫岩のような外見をもち，径 10～20 cm のはつきりした球状のりんかくをもつた花崗岩質岩石を多数ふくんでいる。これらの包有物には，よく見ると，はつきりしたりんかくをもたず，一部分ぼやけた境をもつものがあり，しかも，ふくまれているのは，ただ1種類だけの花崗岩質岩石である。また，基質に相当する部分は，ホルンフェルス化したミロナイトであり，ホルンフェルスの一部は，ペグマタイトの細脈で貫かれている。それ故，これは，船津花崗閃緑岩をおおう礫岩ではなくて，ミロナイトであることがわかる。

このミロナイト帯の中でも，船津花崗閃緑岩にごく近い部分には，黒雲母ホルンフェルス，角閃岩とそれに移化する細粒閃緑岩などがはさまれ，ミロナイト化した輝緑凝灰岩の大部分は，緑簾石・緑泥石ホルンフェルスとなつている。

このようなホルンフェルス帯は，ごくせまいもので，接触部から約 40 m はなれると，全く変成もせず，ミロナイト化もしていない輝緑凝灰岩・石灰質岩及び頁岩の累層になつている。

Ⅳ．田谷：ここでは船津花崗閃緑岩は，主に赤桃色の微斜長石斑状花崗閃緑岩であるが，接触部から約 30 m はなれた地点では，斑状変晶質のやや細粒の黒雲母花崗閃緑岩となり，更に近づくと，柘榴石の大さ約 3 mm の結晶も散点するようになり，やや優白質となつて黒雲母・石英片岩に接する。

この片岩は，鏡下でみると，片状黒雲母ホルンフェルスと呼ぶ方がいゝような岩石で，ホルンフェルス構造をもつた，黒雲母・石英・長石からなる岩石が，石英及ご長石からなる部分と，主に黒雲母からなる部分とに，2～3 mm の巾で，細かく縞状に分たれているものである。片岩の船津花崗閃緑岩に近い部分には，石英及び微斜長石の斑状変晶が形成されている（第5図1）。

この片岩帯は，船津花崗閃緑岩との境界の方向，ほゞ N 45°E 方向にのび，その方向に片理をもつている。その巾は，ごくせまく，約 20 m，又はそれ以下であり，片岩につゞく古生層は，弱い変成度のホルンフェルスになつている。

Ⅴ．うすのめ谷：鳴滝から約 1500 m 西方で，赤桃色の斑状船津花崗閃緑岩が，緑泥石片岩に接している。その境は，ミロナイト様の断層ではないかと考えられる。緑泥片岩の片理は，部分的に，うねつたり，うずまき様になつていたりする。

これらの実例を要約すると，船津花崗閃緑岩は，古生層を交代する接触のし方と，結晶片岩をともなうミロナイト化作用による接触のし方とが，くみあわさつているということができる。すなわち，船津花崗閃緑岩は，はじめ，古生層を交代して形成されていつたが，その晩期に，古生層に対して相対的に上昇するような変位運動にともなつて，ミロナイトをつくりながら，貫入したものである。この関係は，ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との場合と同じである。

船津花崗閃緑岩と古生層の境界線については，次章でのべる。




第1図 ひだ構造帯のあらましの形と本調査区域の位置

O: 青海，Y: 槍岳，H: 穂高岳，G: 蒲田，F: 船津・本郷（本調査地区），N: 椈谷，I: 伊勢

## 4. 古 生 層

船津花崗閃緑岩をとりまいて，その南側に分布する古生層は，主として構造上の見地から，北部帯・中部帯及び南部帯に分けられる。これら各帯は，それぞれ断層帯により境される。

### I. 北部帯の古生層の岩相

本帯は，次の様な地層からなつている。

**下部—荒城川層:** 本層は，主として輝緑凝灰岩よりなり，粘板岩をはさむ地層で，本郷附近では，亀井節夫により，本郷層及び国見山層とよばれているものである。本層中には，石灰岩の小レンズがはさまれ，北部の本郷附近では，石灰岩から，亀井節夫・藤本治義などによつて，*Kueichouphyllum* その他の化石が発見されている。また南部でも，珊瑚化石が発見された。本層は，下部石炭系上部（鬼丸統）に対比することができる。

**上部—森部層:** 本層は主として，粘板岩・砂岩の互層よりなるが，チャートをふくまない点において，南方に分布する中・南部帯の二畳紀層及び中・上部石炭紀層に対し，著しい岩相上の対照を示している。なお本層は，分布地域の南西部では，下位の荒城川層に移化する。

**上広瀬層:** 本層は，上広瀬附近に分布し，砂岩・礫岩などからなる。礫岩は，人頭大以下の花崗岩質岩石の円礫を含む。

本層は，これまで手取統の一員とされていた。しかし，本層の礫岩の基質は，輝緑凝灰岩であり，また上広瀬の南方では，ごく小量の小礫をふくんだ輝緑凝灰岩がみとめられたので，礫岩は，輝緑凝灰岩に移化すると思われる。いずれにしても，本礫岩は，花崗岩質岩石の礫をふくんだ手取統の礫岩とは，岩相を異にする。また，本礫岩の花崗岩質岩石の礫は，船津花崗閃緑岩をふくまない。上広瀬層の砂岩は，宮地南東方で，船津花崗閃緑岩に貫かれるのに反し，宮地西方では，手取統は，船津花崗閃緑岩を，不整合におゝつている。それ故，本層は，手取統や船津花崗閃緑岩よりも古い地層であり，恐らく，古生層に属するものと思われる*。

本層は，森部層及び荒城川層と断層で接している。

* 上広瀬層の礫岩の基質をなす輝緑凝灰岩は，塊状であり，花崗岩質礫とともに，圧砕されていることが少くない．同様な，塊状輝緑凝灰岩の基質中に，花崗岩質岩石の円礫をふくんだ礫岩は，荒城川層中にも，まれにみとめられる．この両層の礫岩は，まつたく類似している．そして両層ともに，輝緑凝灰岩に富んでいる．これらの事実から，両層は，同時異相の関係にあるのではないかと想像される．しかし両層の岩相変化は，きわめて急激なので，いちおう，両層を別の地層としておく．




第２図　ひだ船津附近の基盤地質概図

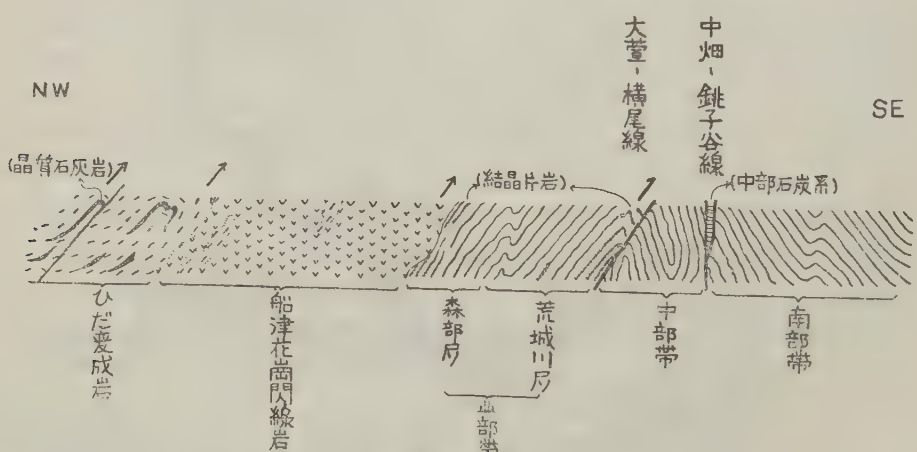
## II. 北部帯の古生層の構造，及び北部帯と中・南部帯との関係

北部帯の各層の構造は，第2図に示したように，船津花崗閃緑岩の形態と，著しく調和している。すなわち，宮地附近では，船津花崗閃緑岩の南縁は，ほゞ NE の方向を示す。その北東方の森部北方には，若い火山岩が広く分布するので，基盤は露出しないが，宮地—森部地域と蔵柱—本郷地域とにおける花崗閃緑岩の末端を結ぶと，NS またはそれよりやや西によつた線をなす。更に東北方では，蔵柱附近で，NE，更にその東方では，ほゞ EW 方向に走る。一方，古生層の一般走向は，宮地東方では，ENE であり，森部北東方では，NS または N 20°W となる。更に，東北方の蔵柱附近では，NE，更にその東方では，EW となる。

このように古生層は，船津花崗閃緑岩のりんかくに，全く平行に走り，両者は構造的によく調和している。

古生層の傾斜は，一般に，北側の花崗閃緑岩の方に傾いているので，両者の構造上の調和のし方は，前者が後者をとりまいて，ドームをつくるような型式ではなく，後者が前者の上にずり上つたような形態を示している。北部帯と中・南部帯とは，著しい擾乱破砕帯を以て，分けられる。両帯の接触部は，若い火山岩におゝわれるために，大萱と奥桐山との中間と，横尾の南西との2ケ所でみとめられるにすぎないが，その走向は，古生層と花崗閃緑岩との境界に，ほゞ平行であると思われる。横尾附近では，北部帯に属する輝緑凝灰岩の一部は，ミロナイト化している。この線以北（北部帯）では，地層は北に傾斜するが，以南（中部帯及び南部帯）では，南に傾斜し，傾斜の方向が，この線を境として，逆になる。また，中部帯及び南部帯には，二畳系が広く分布し，ごく局部的に，中部石炭系が露出するにすぎない。このように，上記の線を境として，その北方には，古期の古生層が，南方には，新期の古生層だけが分布する。この重大な意義をもつ構造線を，仮に**大萱—横尾線**とよぶことにする。

筆者は，この構造を次のように解釈したい。すなわち船津花崗閃緑岩に接した古生層は，大萱—横尾線にそつて南側の古生層の上に，つき上げたものと考えたい。この関係を図式化して示すと第3図のようになる。




第3図　ひだ構造帯の模式的断面図

## III. 荒城川層の片理と地質構造との関係についての1つの考え方

荒城川層は，一般に，かなり片理をもつている。しかし，片理の程度は，地域的にかなり変化する。南西部，例えば，高山市北西部（松本）や，小八賀川下流の北岸（下三川・保木・下保など）では，緑簾石・緑泥石片岩がみとめられる（第5図 2,3）。このような結晶片岩は，千枚岩質の輝緑凝灰岩や粘

板岩に漸移する。荒城川上流部では，大萱一横尾線の近くを除いては，著しく片理が弱くなり，また，北方の本郷附近でもあまり強くない。

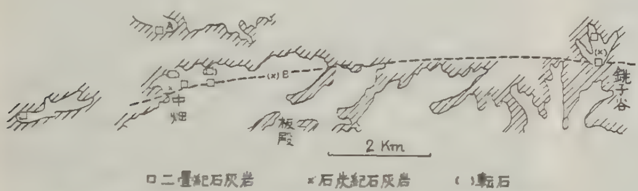
古生層が片理をもつのは，北部帯に限られ，特に，その南限の大萱一横尾線の附近では著しい。これは，北部帯の地層が，南の古生層にくらべて，はるかに強い造構造運動をうけたことを示すもので，その運動は，船津花崗閃緑岩が，NW から SE へ向つてずり上つた運動そのものか，または，それに直接関係した運動であろう。そして，大萱一横尾線は，片理をつくつた運動，または，それに直接関係した運動の産物ではあるまいか。要するに，北部帯は，ひだ構造帯の南縁として，とらえられなくてはならないものである。

### IV. 中部帯及び南部帯の古生層

大萱一横尾線以南の非変成古生層地帯は，中畑とその東方の銚子谷中部とを結ぶ線にそつた構造帯により，中部帯と南部帯とに分けられる。

南部帯は，二畳系からなる非構造帯である。地層は，大きく見ると，南に傾斜し，ほゞ東西に走り，下部の砂岩に富んだ地層，中部のチャートに富んだ地層，及び輝緑凝灰岩と石灰岩とで特色づけられる上部の地層が，北から南へと，順次あらわれ，本調査地域に関する限り，全体として，中・下部二畳系に属する。

中部帯は，著しく巾がせまく，地層は，全体として，南部帯におけるよりも，かなり強くもめている。数ケ所で，二畳紀の紡錘虫をふくむ石灰岩の小レンズがみとめられるので，本帯の大部分は，二畳紀に属するものと思われる。しかし，中畑一銚子谷線にそつて，二畳紀の石灰岩と石炭紀中期の石灰岩とが，密接して，かつ交互に露出する。今まで知られている含化石石灰岩の分布は，第4図に示すようである。



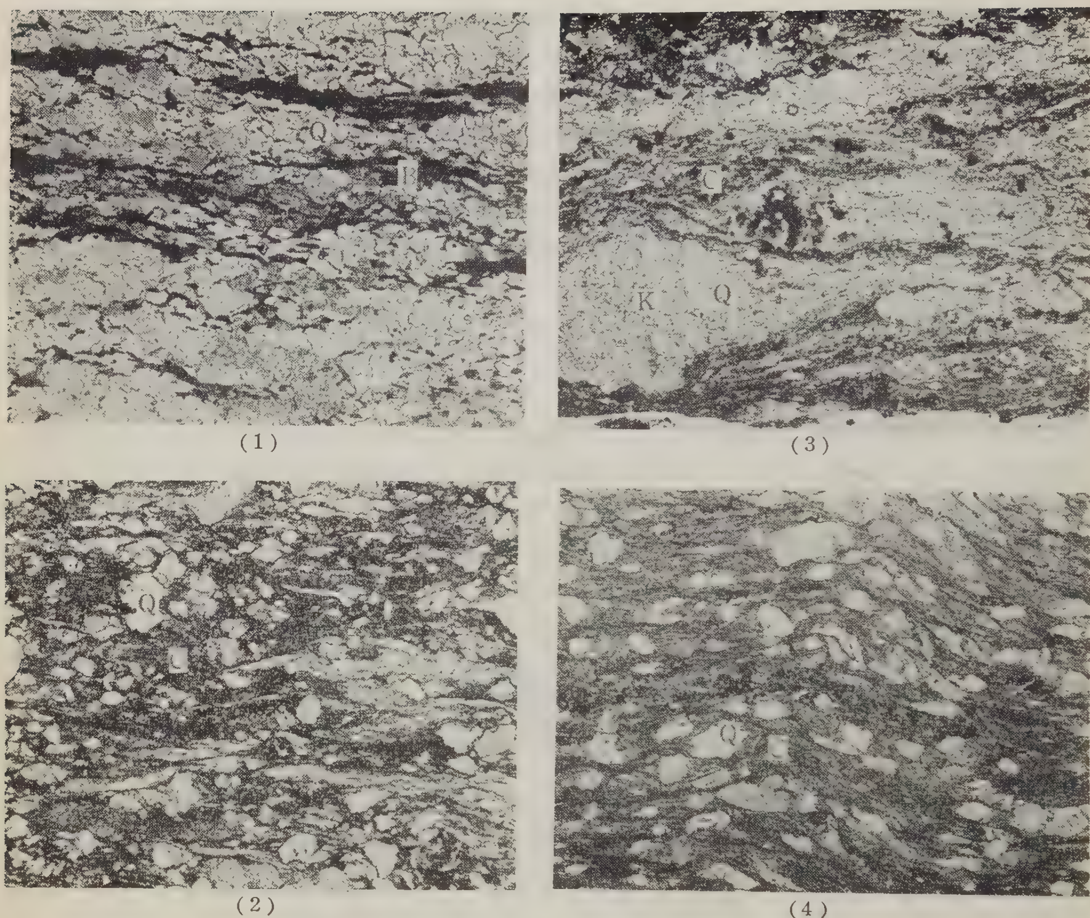

第4図　中畑一銚子谷線附近の含化石石灰岩分布図
(1. 転石から推定されたものもふくむ. 2. 林良和の調査結果一講演その他による一をも引用した. 図中の A, B はそれである.)

中畑附近では，*Fusulinella* 石灰岩の走向延長上約 300～400 m 東方の地点に，*Neoschwagerina margaritae* をふくむ石灰岩が露出し，これらは，化石がなければ，一続きの地層と考えられるような産状を呈する。銚子谷においても，*Neoschwagerina* 石灰岩と *Fusulinella* 石灰岩とが，密接している。このように，石炭紀及び二畳紀の石灰岩が，同一線上に乱雑に分布することは，その線が，二畳系分布地域中のかなり大きい構造帯であることを示している。そして，*Fusulinella* 石灰岩は，構造帯にはさみこまれていると考えられる。実際に，この線の両側 400～500 m の間の地層は，全体として，かなりもめており，礫状のチャートや砂岩をはさんだ千枚岩質の粘板岩が，各所でみとめられる。これらは，断層運動にともなう破砕帯を示すものである。

中畑一銚子谷線は，ひだ構造帯の運動に直接関係したものか（大萱一横尾線にともなう副次的な断層？），それとも，それ以後の運動によるものかは明かでない。

## 5. 古生層の変成した結晶片岩

本郷や，その南方の古生層は，一般に，船津花崗閃緑岩に近づくと，千枚岩質になる傾向がある。この千枚岩質古生層の一部は，次第に，片理構造と再結晶作用をつよめて，結晶片岩に移化している。このような結晶片岩は，既にのべたように，田谷・うすのめ谷・柏当・下三川・松本などで発見され




第5図 ひだ構造帯の古生層から変成した結晶片岩（倍率 40 倍，一ニコル）

B: 黒雲母，Q: 石英及び長石，C: 緑泥石及び緑簾石，K: 方解石

（1） 黒雲母片岩（田谷）　（3） 緑泥石・緑簾石片岩（松本）

（2） 緑泥石・緑簾石片岩（上三川）　（4） 同　上（栃谷）

ている（第5図 1,2,3)。

この古生層の変成した結晶片岩の分布は，古生層が船津花崗閃緑岩に接する部分に，最も多い。船津花崗閃緑岩をはなれると，古生層が一般に千枚岩質でなくなると共に，結晶片岩もなくなる。

結晶片岩の分布形態は，何れも大きくなく，船津花崗閃緑岩と古生層との境界線の方向に，帯状にのび，巾数 m または，大きくとも，30 m 以内のことが多いようである。

結晶片岩の変成度は，一般に低く，黒雲母・石英片岩，又は緑簾石・緑泥石片岩が多い。鏡下で見ると，船津花崗閃緑岩に接する結晶片岩は，結晶片岩というより，むしろ，ホルンフエルスに近い構造をもち，船津花崗閃緑岩によるホルンフェルスが，石英・長石脈や，緑簾石・緑泥石脈によつて，葉片状，又は縞状に細かく分たれているものである。この場合，ホルンフェルスの方が，多くは，変成度が高いので，例えば，柏当で，透輝石ホルンフェルスが透輝石・緑簾石・緑泥石片岩となるように，片岩化作用は，後退的変成作用となる。

この結晶片岩は，機械的破砕作用をうけた様子が，強くのこつている場合があり，変成斑晶も，くだ

けたり，ゆがんだりし，一般の片理も，もめたり，うずまき様になつていたりすることが少くない。

この結晶片岩は，その分布・形態・構造・ホルンフェルスとの関係などからみて，船津花崗閃緑岩の形成に関係した変位運動によつて，形成されたと考えられる。

こゝで，著しい事実としては，ひだ構造帯には，本調査地域と同じような結晶片岩が，広く分布していることである。その1例は，本地域南西方の楢谷で，そこでは，新田と同じように，あたかも礫のように，船津花崗閃緑岩をもみこんだ古生層のミロナイトが，緑簾石・緑泥石片岩となつている* (第5図 4)。

本章は，主として，船津花崗閃緑岩に密接した，古生層の変成した結晶片岩についてのべたものである。南方の古生層地帯中の結晶片岩については，主として前章でのべたが，両者は，もちろん，その変成作用と変成時期を，同じくするものである。

## 6. 蛇　紋　岩

ひだ構造帯では，蛇紋岩が，主に断層にそつて，岩脈状に形成されている。

蛇紋岩は，一部に滑石鉱床をふくみ，著しく厚くなつて，巾 50 m 以上に達することもあるが，多くはせまく，巾 15 m 前後である。蛇紋岩は，赤谷（高原川上流，本郷東方約 8 km）などでは，古生層と中生層との間の断層にそつて分布する。しかし，この岩脈が，中生層堆積以後に，全く新しく形成されたものであるか，或は，古く形成されたものが，中生代以後に再び動いたものであるかは，明かでない。

## 7. 結　　論

ひだ構造帯を，船津附近でみると，その主要な性格は，ひだ変成岩が南の古生層に対してつき上る運動を根幹としている。このつき上り運動にひきずられて，ひだ変成岩の周辺の一部はまくれ，一部はミロナイトになり，交代性の船津花崗閃緑岩は，その形成の途中で，ひきずり上げられて，新しくミロナイト性貫入をおこした。古生層についてみれば，ひだ変成岩に近い北部層が，中・南部層に対して上昇するような構造運動がおき，船津花崗閃緑岩の影響もあつて，微弱な動力変成作用をともなつている。

また，ひだ変成岩の内部構造，ひだ変成岩と船津花崗閃緑岩との境界，船津花崗閃緑岩の分布形態，船津花崗閃緑岩と古生層との境界及び古生層の内部構造は，ほゞ平行している。更に，その方向は，ひだ構造帯の構造運動の方向とも一致してくることは，著しい事実である。

この構造帯の構造運動の時期は，古生代以後で，中生代手取統堆積前に，その主要な部分を完了したものである。

## あ　と　が　き

ひだ構造帯の本質を，地史学的に解明するためには，ひだ変成岩と古生層との関係が確立されなくてはならない。一部の地域における両者の関係については，本論においても，少しふれたが，その全体については，更に広い立場から，考えられることがのぞましい。

---

* ひだ構造帯には，これまでいくつかの結晶片岩が発見されているが，その大部分には，次のような特徴がある．

i) 周囲では，ほとんど常に，古生層につづき，古生層は，片岩の近くで千枚岩質である．

ii) 附近に，船津花崗閃緑岩があることが多い．

iii) 一般に，変成度は低く，緑簾石・緑泥石相位である．またミロナイトの性質の著しいことがある．

iv) 一般に，分布はせまく，多くは巾 30 m 以内で，数 m のこともある．片理の方向及び形態は，構造帯の方向にしたがう．

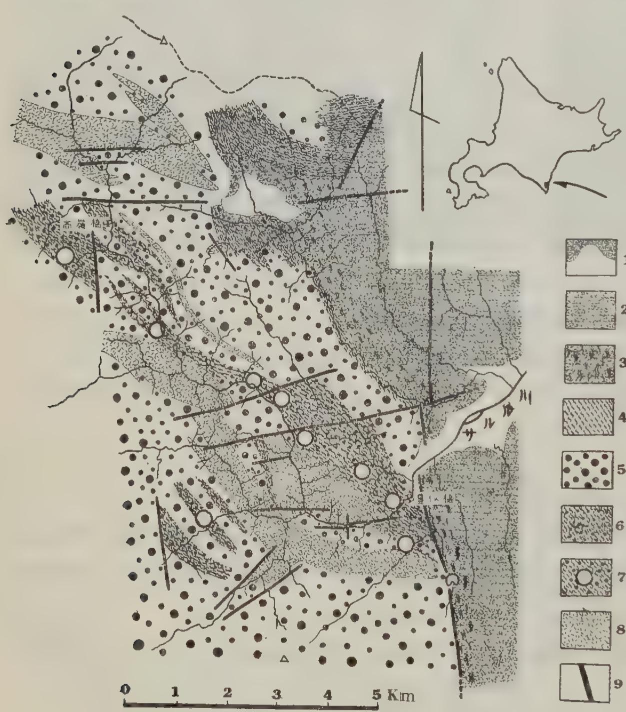
このような点からみると，ひだ構造帯の結晶片岩は，少くともそのいくつかは，本郷附近と同じような起源のものと考えられる．

# 短　　報

## 外崎　与之: ひだか猿留川域の珪線石・菫青石の斑状変晶をふくむ片麻岩質ミグマタイト

**1**.ひだか帯における変成岩やミグマタイトは,黒雲母·斜長石·石英を主としており,鉱物くみあわせに変化がとぼしい. しかしこれまでもごくかぎられたはんい内には,菫青石・ザクロ石および紅柱石はしられていたし,また珪線石についても縞状片麻岩の一部や,菫青石ミグマタイトの斜長石中に,毛状結晶となつてつつまれることは明らかになつていた. 私は猿留川流域を調査中,片麻岩質ミグマタイトとする岩帯のいたるところに,大型の斑状変晶となつて珪線石・菫青石(局部的にカリ長石・石英をともなう)が多量にそんざいすることをかくにんできたので,ここにその概要を報告したい.

**2**.　猿留川はひだか帯の南端部にあり,その中流から上流部にかけては,ミグマタイト類が約 10 km はばに分布している. そして東部から,菫青石ミグマタイト・片麻岩質ミグマタイト・花崗岩質ミグマタイトが,おび状にはいれつする. さらに西部には,菫青石ミグマタイトがひろく発達する(第1図). このうち片麻岩質ミグマタイトが,ここにのべる珪線石,その他を豊富にふくむ岩帯で,その分布は猿留川河口,約 7 km 上流の豊似橋にはじまり高嶺橋ふきんにいたるまで,1 km 内外のはばで N30°W 方向にれんぞくする. この片麻岩質ミグマタイトは,黒白のふきそくな縞状組織をしめし,片麻岩様の外見をもつている. これは大小のきぼでうねり,び褶曲がいちじるしい. 優黒質部は細粒で,むしろ片状ホルンフェルス質のことがおおい. 一方,優白質部は粗粒の石英・斜長石を主とし,片状ホルンフェルスの片理にそつて,いわゆる逆入状となつている. こうした縞状岩が岩帯の大部分をつくるが,下流域では縞状組織をうしなつて,塊状の菫青石ミグマタイト質になることもある. 片麻岩質ミグマタイトに特ちよう的なことは,構成鉱物の大いさにくらべ,はるかに大型で長径 2〜3 cm にもなつた斑状変晶がいたるところにみとめられる点である. それは珪線石・菫青石で,局部的にはカリ長石や石英もみられる. これらの斑状変晶鉱物は,共存することが多いはんめん,珪線石を主とするもの,菫青石を主とする場合も各所にみられる. これらは片理をおしひろげ,またはそれを横ぎつて成長するが,そのかたちは相互の前後関係を明らかにしめすものはみられず,同格の形成をおもわせる. 石英・カリ長石は,優白質縞の分泌溜となつたところにみられ,珪線石その他はともなわれない. つぎに珪線石・菫青石の性質を記載する.




第1図　ひだか猿留川上流の地質図

1. 沖積層, 2. ホルンフェルス, 3. 片状ホルンフェルス, 4. 縞状片麻岩, 5. 菫青石ミグマタイト, 6. 片麻岩質ミグマタイト, 7. 珪線石・菫青石大晶の産地, 8. 花崗岩質ミグマタイト, 9. 断層

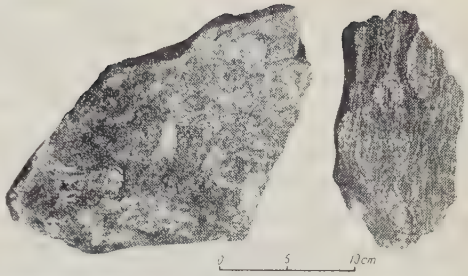
珪線石: 3.5×1 cm で最大 5×3 km (単晶) に達するものもある. 自形性のつよい正方柱状結晶で,青灰〜淡紅色をおび,劈開による輝きがいちじるしい*. $\alpha=1.664$, $\beta=1,671$, $\gamma=1.684$, (+) 2V=31°.

菫青石：1.5×1 cm で最大 7×5 cm におよぶ大晶もある．球状～卵形で暗緑色をおび，自形性は明らかでない．新鮮な結晶体でも三連晶はみられない．$\gamma$=1.563.

これらをふくむ基質は，0.3 mm ぐらいの斜長石・石英・黒雲母・白雲母が主成分で，他に毛状珪線石・ザクロ石・カリ長石・アパタイト・ジルコン・鉄鉱石をともない，等粒構造をつくつている．

**3.** 珪線石・菫青石は，ともにアルミナ鉱物として典型的であり，その共存関係あるいは生成条件については，ふるくから論議されている．本地域でこれらの鉱物は，ほとんどおなじ産状をしめし，一露出のうちでも共存するものが多い．これらの分布や形態，また共存の量的なわりあいを明らかにすることはできなかつたが，こんご，この点を注目しその間の条件のちがいについても仕事をすすめたい．他にカリ長石や石英の斑状変晶は，ややおくれてできた傾向があり，それぞれの鉱物生成に時期的なひらきもあるようにおもわれるので，この点についてもけんとうしたい．

**4.** いまここに，珪線石・菫青石その他の鉱物の成因について，結論はのべられないが，産状からみて縞状片麻岩にたいしておこなわれたミグマタイト化作用が，原因の1つとみてよいのではなかろうか．ひだか帯では，混成岩前縁帯もしくはアルミナの高潮などによつて，ミグマタイト化作用の進行にともないながら特定の位ちにある種の物質が集積する傾向のあることが，すでに指摘されている**.



第2図　珪線石の斑状変晶

おわりにあたり，ご討論をたまわつたひだか研究グループの各位にたいし深謝の意を表する．

（北海道学芸大学函館分校地学教室）

* 北大，鈴木守・越野正のそくていによる．

** 舟橋　三男(1949)：日高帯の混成岩前縁帯について，地質雑，**55**，152～153.
〃　(1950)：幌満地方オナルシベ混成岩前縁帯，地質雑，**56**，263～264
木崎甲子郎(1953)：日高札内川上流の変成岩およびミグマタイト類について，（第1報）地質雑，**59**，203～215.

## 諏訪　彰：1955 年の桜島の噴火

1955 年 10 月 13 日 14 時 52 分，桜島南岳(1070m)が爆発し，以後同月末まで，間歇的に約 20 回の爆発を繰り返した．筆者（中央気象台）は現地に急行し，鹿児島地方気象台員諸氏と共に該噴火活動の実態を調査した．

**1.** 噴火地点は山頂火口北部で，1950 年 6～9 月の小噴火以来噴気していた所である．

**2.** 桜島地震計室（火口の西約 5.5 km）の石本式 450 倍地震計による微動回数は 8 月頃からやゝ増加しているが，鹿児島（火口の西約 10 km）のウィーヘルト地震計ではその傾向が認められず，結局，噴火前にもその後にも，爆発地震以外の顕著な火山性地震は観測されていない．

**3.** 初生砕屑物と鑑定される噴出物は発見されない．

**4.** 従来の大噴火の前徴として報告されているような，湧泉の異常，地形変化などは今回は全く認められない．

**5.** 今回の諸爆発の規模は第1回爆発が最大で，以後概して漸次小さくなつた．たとえば，爆発地震は，第1回爆発では鹿児島で最大振巾 439 $\mu$（無感）であつたが，以後の爆発では記録されなかつたものが過半数で，記録されたものも最大振巾数 $\mu$ ないし 100 $\mu$ であつた．

以上の諸事実などから，今回の噴火の根源はごく浅いものと推察され，熔岩を流出するような大活動に向うきざしは全く認められず，恐らくは，多少の消長を示しつゝも，活動は徐々におさまるであろうとの結論に達した．（この調査結果は随時新聞・ラジオ・公開講演会等で発表したが，噴火は予想通り 11 月 1 日以後休止した．）

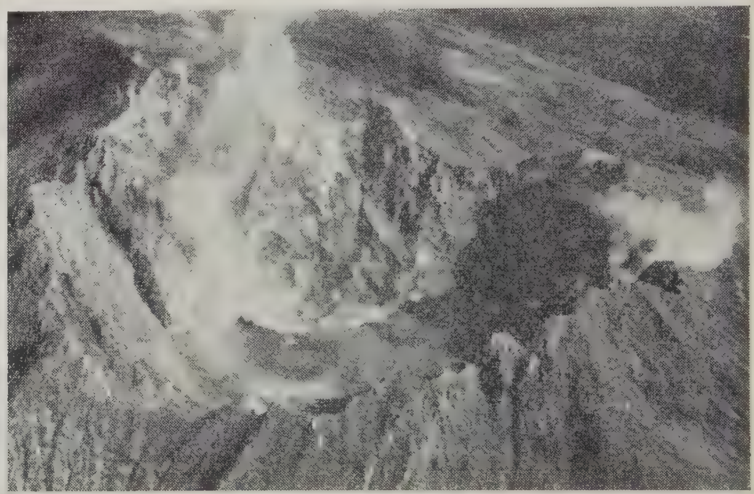
なお，第1回爆発の地震は宮崎・大分・佐賀・温泉

岳・長崎などの地震計にも記録され，爆音聴受域は鹿児島・宮崎・大分・熊本・愛媛の5県にわたり（最遠は北東約 250 km），また，降灰域は鹿児島・宮崎・熊本の3県にわたり，火山砕屑物の総量は40万トン程度と概算される．なお，噴煙高度は密雲のため不明であつたが，当時の高層気象条件と各地の降灰時刻との関係などより，山頂上 5000 m 程度の推定される．（第2回以後の爆発の噴煙高度はすべて 1000～2500 m 程度であつた.）

今回の噴火災害としては，噴石により，第1回爆発で死者 1・傷者 7（北岳山頂にて），第 4 回爆発（15日 15 時8分）で傷者 2（南岳火口縁にて）を出したほか，著しく亜硫酸ガスを伴つた火山灰砂（主として第1回爆発）によつて，島内の農作物，ことにみかん・びわ・桜島大根などに大被害を生じた．



The eruption of Sakurajima at 12 h 45m., October 16, 1955, seen from Arimura, about 3 km. SSE of the crater. The volcanic smoke was given out as high as about 2500 m. above the summit. The maximum amplitude of the earthquake due to the explosion was 34 $\mu$ at Kagoshima Meteorological Observatory, about 10 km. of the crater.
(Photo by Itsuwo Muraoka)

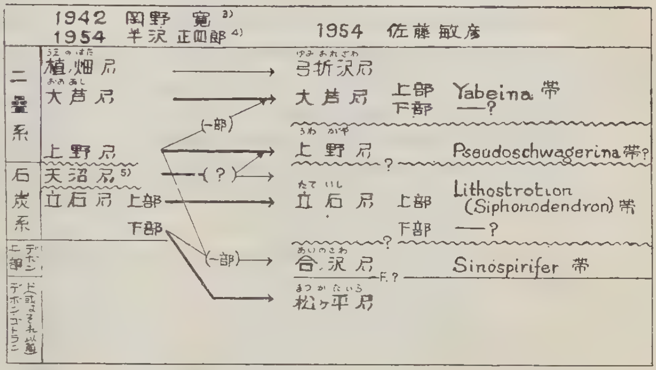


The summit crater (about 500 m. across, nearly 100 m. deep) of Nakadake, Sakurajima, on October 17, 1955, seen from the south. Explosive eruptions occurred at the north part of this crater from October 13 to 31, 1955.
(Photo by Yoshimori Matsumoto)

## 佐藤敏彦[1]：北東部阿武隈山地に発見された上部デヴォン紀層（予報）

i　福島県相馬郡に分布する古生層の研究については，未刊行ではあるが，これまでにいくつかの貢献があつた[2]．筆者も 1952 年に東京教育大学の進級論文としてとりあげてから，ひきつづいてこの地域の古生層について，野外調査を進めて来た．

その結果，表にしめすような層序を確立しつつある．




このうち，合ノ沢層（発見された上部デヴォン紀層）は，いままでその大部分は二畳系の一部として取りあつかわれ，筆者も上野層の最下部にあたるものと考えていたことがある．

ii　しかし，1953 年 12 月に，湊正雄にこの地層中から発見した腕足類をみせたところ，このうちにデヴォン紀型のものをふくむことを指摘されたので湊のもとにこれらの化石を送附して，鑑定を依頼した．その結果，主要な化石は下の通りである．

*Sinospirifer sinensis* var. *australis* Maxwell, 1951

*Cyrtospirifer* ? sp.

Rhynchonellid sp. indet.

Chonetid sp. indet.

湊は，早坂一郎に協力して，これらの化石を鑑定し，あわせて北上山地鳶ヶ森層の腕足類についても記載をおこなつた。そのうち Spiriferidae を湊が，Rhynchonellidae および Chonetinae を早坂が検討した．

そのご，湊は化石産地を巡検し，化石層をふくむ地層が，岩相上の特徴だけからみても，北上山地南部の鳶ヶ森層（*Cyrtospirifer* をふくむ部分）に対比できる可能性のあることを指摘した．以下これについて簡単に報告する．

iii　化石産地は，福島県相馬郡上真野村植ノ畑の西南方約 2.5km の合ノ沢の中流附近で，いまのところ化石は 1 地点だけから採集されている．上記の化石は，多量の海百合の茎や植物の小破片とともに産し，いままでに，Spiriferidae が 60 個以上採集されている．

これらの化石をふくむ地層は，玢岩質凝灰角礫岩・赤紫色凝灰岩・赤黒色粘板岩をはさむ灰色・青灰色・淡緑色などをしめす粘板岩・砂岩質粘板岩・砂岩などからなり，化石産地附近では，粘板岩・砂岩類は微細な炭質物を多量にふくんでいる．これらの地層ぜんたいの層厚は，約 70m 以上と推定される．化石は，とくに粘板岩・砂岩類にふくまれており保存のよいものは山腹の転石のなかにたくさんみられる．こんご，この地層を合ノ沢層として取りあつかつていきたい．

化石産地附近では，合ノ沢層はほゞ南北にわたつて約 1km のあいだに分布する．下位の松ケ平層（主として緑色の珪質千枚岩からなる弱変成岩類）と断層で接しているので，転位するまえの層序学的関係は，いまのところあきらかでない．いままでの調査の結果では，上位は岩相からみて上野層とされている粘板岩類と接しているが，さらにこんごの検討が必要である[7]．

また，順行沢（ジンギヤ）の中流や南部の石神村にも，これに似た岩相をしめすものがみとめられる．こんごの調査によつて，これらが合ノ沢層にふくまれる可能性は充分にある．

iv　合ノ沢層の発見によつて，松ケ平層（岡野の立石層下部）の時代は，いまゝで考えられていたよりもさらに古いものであることが明らかになつてきた．また長岡附近では，立石層が直接に松ケ平層と断層関係でなく接している露頭がみとめられ，そのあいだに合ノ沢層を欠いている事実などから，不整合の存在も予測され，阿武隈山地の古生代の地史のうえに，いくつかの重要な問題を提起するであろう．

なお，この小論をかくにあたつて，いろいろ御教示をいたゞき原稿を校閲して下さつた湊正雄氏，1952 年の進論以来指導をいたゞいた藤本治義先生ならびに大久保雅弘氏に厚く感謝の意を表する．

(1954. 9. 記)

---

1) 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室大学院
2) 主なものをあげる．岩井淳一 (1952): 東北大卒論: 岡野寛(1942): 東北大卒論; H. Yabe: Palaeozoic Formation of Japanese Island; 半沢正四郎 (1954): 東北地方，日本地方地質誌
3), 4) 前掲
5) 半沢により Moscovian とされた．*Chaetetes* sp. を産する．(上掲，東北地方より)
6) I. Hayasaka and M. Minato: A *Sinospirifer* fanule from the Abukuma Plateau, Northeast Japan in comparison with the so-called Upper Devonian Brachiopod faunule of the Kitakami Mountainland. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, No. 16 (1954)
7) この粘板岩類の一部は，立石層に属するかもしれない．

---

# 雑　　報

## 第三紀化石の新産地

電源開発株式会社によつて現在ダム建設中の福島県南会津郡只見村字宮淵に於ける只見川左岸のダム工事用道路トンネル掘削の際 tuff の間に挟まれている tuffaceous sandstone 中より第三紀動物化石を産出したので報告する．

なお，化石の鑑定は地質調査所大山桂に依頼した．

層序は最下部に granite, granite-porphyry, quartz-porphyry 等の花崗岩質岩類があり，その上位に不整合関係で tuff, tuff-breccia, lapilli-tuff, tuffaceous sandstone 等があり，更にその上位に整合的に liparite, brecciated liparite, spherulitic liparite, plagioliparite, pitchstone 等の石英粗面岩質岩類がある．これらを切つて biotite liparite の岩脈が処々に貫入している．この biotite liparite と前後して dacite の貫入もみられる．それら貫入岩類に殆ど平行して basalt や dolerite の岩脈が biotite liparite の後に貫入している．凝灰質岩類は biotite liparite の岩脈に附随して産する場合が多く，且つ走向は biotite liparite の岩脈に平行で傾斜はその岩脈に対して反対向きの場合が多い．かような事実は biotite liparite の貫入に影響せられたものであろう．

化石はそれら凝灰岩類の間に挟まれている tuffaceous sandstoae から産する．大山の鑑定によれば，

巻　貝
- *Thiara* ? sp.
- *Euspira* ? sp.

二枚貝
- *Clemeitia papyracea* Gray
- *Geloina* sp. (aff. *yamanei* Oyama)
- *Dosinia* sp. (cf. *nagaii* Otuka)
- *Anadara* sp.
- *Panope* n. sp.
- *Acanthocardia* n. sp.

であり，猪苗代湖附近の中新統よりも古く，富山県の八尾統に対比されるものであろうとのことである．

(柏木日出治)

# 学 会 記 事

**ウラニウム問題対策委員会**　ウラニウムに関する学会声明に関連し，本委員会は評議員会の賛成をえて，ウラニウム資源調査問題について，全会員 1758 名（住所不明の会員を除く）に別記のようなアンケートを行い，582 通 (30%) の回答をえた．これは会費納入による雑誌の配布数 1553 に対し 37.4% にあたつている．回答数が比較的多かつたのは会員各位の御協力によるものと厚く感謝の意を表する．

アンケートの回答者を職業別に分類すると，学校関係 260 通，官庁関係 67 通，会社関係 129 通，学生 88 通，その他の職業 38 通（職業不明のもの 2 通を含む）である．

アンケートの回答を機械的に○×△不の数によつて集約すると，ウラン資源調査賛成 286 通，調査反対 163 通，条件付賛成 192 通と次表のようになる．

集計表によると，B(1) の賛成と B(2) の反対の合計数その他が，アンケートの回答数に一致しない．これはアンケートの出し方についての研究が不十分であつたために起つたことで，この点深くお詫びする．

### アンケートの内容

(A) (1) このアンケートに，当人不在，病気その他のため回答出来ない．

(2) このアンケートに回答したくない．

(B) (1) ウラン資源調査に賛成する．

a　現在の国際情勢からみて，国際的平和保証はえられていると考える．

b　平和保証その他の不安はあつても，とにかく，原子力工業の一環として調査は，直ちに出発しなくてはならない．

c　既に日本の原子力工業は始つている．資源調査だけ反対しても意味がない．

d　その他．

(2) ウラン資源調査に反対する．

a　国際的平和保証はえられていないと考える．

b　平和保証はともかくとしても，原子力工業に立ちおくれても，今，日本で原子力工業を

| | | B1 調査賛成 | a | b | c | d | B2 調査反対 | a | b | c | d | e | B3 条件付賛成 | a | b | c | A1 回答不能 | A2 意見保留 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 学校関係 | ○ | 114 | 8 | 98 | 76 | 21 | 82 | 71 | 32 | 35 | 7 | 9 | 97 | 59 | 105 | 57 | 2 | 0 |
| | × | 44 | 58 | 18 | 25 | 8 | 23 | 5 | 18 | 16 | 30 | 5 | 17 | 23 | 15 | 21 | 19 | 20 |
| | △ | 1 | 2 | 0 | 0 | 3 | 2 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 3 | 0 | 0 |
| | 不 | 1 | 10 | 2 | 2 | 4 | 1 | 0 | 4 | 2 | 9 | 7 | 1 | 5 | 1 | 6 | 0 | 0 |
| 官庁関係 | ○ | 22 | 3 | 23 | 15 | 9 | 19 | 15 | 11 | 13 | 5 | 1 | 23 | 18 | 24 | 18 | 0 | 1 |
| | × | 6 | 14 | 6 | 6 | 1 | 1 | 2 | 2 | 1 | 5 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 3 |
| | △ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| | 不 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 会社関係 | ○ | 90 | 9 | 90 | 61 | 6 | 17 | 21 | 11 | 10 | 4 | 0 | 23 | 17 | 25 | 15 | 2 | 0 |
| | × | 10 | 37 | 3 | 4 | 1 | 22 | 2 | 12 | 10 | 16 | 2 | 6 | 5 | 4 | 6 | 0 | 0 |
| | △ | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 0 | 0 |
| | 不 | 0 | 7 | 0 | 0 | 2 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 2 | 1 | 0 |
| 学生 | ○ | 35 | 2 | 25 | 15 | 6 | 35 | 34 | 18 | 23 | 5 | 2 | 40 | 21 | 39 | 14 | 1 | 2 |
| | × | 17 | 13 | 4 | 3 | 3 | 7 | 1 | 6 | 3 | 9 | 1 | 4 | 6 | 2 | 5 | 4 | 5 |
| | △ | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 2 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| | 不 | 1 | 1 | 0 | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | 0 | 7 | 2 | 2 | 0 | 0 | 4 | 0 | 0 |
| その他職業 | ○ | 25 | 2 | 22 | 17 | 2 | 10 | 10 | 3 | 3 | 2 | 3 | 9 | 6 | 11 | 3 | 0 | 0 |
| | × | 3 | 7 | 0 | 2 | 1 | 4 | 0 | 4 | 3 | 5 | 1 | 0 | 2 | 0 | 2 | 0 | 0 |
| | △ | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 2 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| | 不 | 0 | 3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| 合計 | ○ | 286 | 24 | 258 | 184 | 44 | 163 | 151 | 75 | 84 | 23 | 15 | 192 | 121 | 204 | 107 | 5 | 3 |
| | × | 80 | 129 | 31 | 40 | 14 | 57 | 10 | 42 | 33 | 65 | 10 | 29 | 39 | 22 | 36 | 26 | 28 |
| | △ | 2 | 4 | 1 | 1 | 5 | 4 | 0 | 6 | 4 | 4 | 4 | 3 | 5 | 3 | 7 | 1 | 1 |
| | 不 | 2 | 21 | 2 | 5 | 8 | 2 | 3 | 9 | 3 | 20 | 11 | 4 | 7 | 1 | 13 | 1 | 0 |

○……A項では該当，B項では賛成，×……反対，△……回答したくない，不……わからない，その他の理由で回答できない

おこすことは，平和のため，日本のため不利である．

c 日本の原子力工業が，既に始つていても，妥協することはまちがつている．反対は有意義である．

d 学問的・技術的見地から，資源調査を直ちに行うのは無理である．

e その他．

(3) 現在の調査には反対だが次のような条件があれば，やつてもいい．

a 国際的平和保証はなくても，国内的に平和保証・輸出禁止を立法化する．

b 学術会議の三原則を政府が保証する．

c 原子力工業全般に外資の導入を禁止する．

次ぎにその他の意見として特に寄せられた意見は，224 通に達している．その内容を整理した結果は，次の通りである．（括弧内の数字は意見の集計数）

(B)(1) ウラン資源調査賛成者の意見

① 賛成の理由について

a) 政治とは無関係に，調査研究は進めるべきである (12)．

b) 我国の原子力工業政策を確立する基礎として，早急にU資源の実体をつかむ必要がある (11)．

c) 平和保障（原子兵器禁止）の可能性が大であるから，早急にとりかかるべきである (3)．

d) 自衛のために，原子兵器の研究まで進むべきである (4)．

e) 研究費獲得のため方便としてやる (1)．

② 調査研究のやり方及び条件について

a) 平和保障，学術会議の三原則を条件とする．またそのために努力すべきである (37)．

b) 学術会議の三原則にとらわれる必要はない(2)．

c) 地質学会に調査のための委員会を設けて，主体的に活動すべきである (1)．

d) U以外の資源(Th, Zr 等)も調査すべきである (5)．

e) 調査結果を公表（たとえば学会誌上）すべきである (2)．

f) 技術者の放射能傷害についての対策が必要である (1)．

g) 時局便乗的な調査研究はいけない (1)．

h) 平和をおびやかすようになつたら中止すべきである (1)．

③ 我国のU資源の見通しについて

a) 期待できない．(2)

④ 地質学会及びU対策委員会のあり方について

a) 学会はこのような問題に関与すべきでない。学会声明はてつかいすべきである (13)．

b) 学会声明は尊重する (2)．

c) 現在のU委員会は解散し，新に調査のための委員会をつくるべきである (1)．

⑤ アンケートについて

a) このようなアンケートは無意味である (5)．

b) アンケートの項目作製が不充分である (4)．

(B)(2)「ウラン資源調査に反対する」，又はB(3)「現在の調査に反対だが次のような条件があればやつてもいい」，又はこの両者の賛成者の意見

① 賛成の理由について

a) 現在の政府のやる事が信頼できないから (3)．

b) 日米原子力協定の下での調査研究だから (8)．

c) 時局便乗的な無計画な調査研究だから (9)．

② 今後のあり方について

a) 国民大衆の支持の下にやるべきである (3)．

b) 原子力委員会その他に，学会から働きかけるべきである． (6)

c) 中国・ソビエトも含む国際的平和利用機関に日本も加入するという条件ができたら，調査研究をはじめるべきである (7)．

d) 五大国間に原水爆禁止協定ができてから，調査研究をはじめるべきである (4)．

e) 科学者・学会が調査研究を主導すべきである (4)．

f) 調査研究資料は公開されなければならない(1)．

g) 原子力関係以外の基礎的諸研究が圧迫されるのを防がなければならない (17)．

③ 我国のU資源の見通しについて

a) 期待できない (5)．

④ 地質学会及びU対策委員会のあり方について

a) 学会声明を尊重する (5)．

b) 現状に応じた新しい声明をだすべきである(6)．

c) 学会内で三原則を具体化することに努めるべきである (1)．

d) U委員会のこれまでの活動は不充分である(3)．

e) U委員会は，原子力問題に関する正しい情報をすみやかに会員にしらせる事に努めるべきである (1)．

⑤ アンケートについて

a) この種のアンケートは無力である (1)．

b) アンケートの項目製作が不充分である (4)．

アンケートの回答を集計した結果は大体以上のとおりで，今後学会としての態度をきめる上に重要な参考資料となるものと信ぜられる．

（ウラニウム問題対策委員会）

郵便はがき

5円
切手
貼布

京都市左京局区内

京都大学理学部地質学鉱物学教室内

日本地質学会

総会準備委員会行

切取線

## 見学旅行申し込み

第1班　山陰グリンタフ

第2班　奥山田第三系

第3班　東大和高原領家帯

第4班　大文字山接触帯

第5班　鐘打鉱山

第6班　舞鶴地帯中・古生界

第7班　四国大歩危地方

参加を申込まれる班に○印を記入して下さい．詳細はプログラムを御覧下さい．定員超過の時は当方で参加者を決定し，氏名を会場に掲示します．

---

## 懇親会申し込み

参加　　　費用　300円，人員　150名

参加を申込まれる方は「参加」のところに○印を記入して下さい．これを一応の申込みとします．参加を申込まれた方は，4月1日 12時までに会費をお払い下さい．申込多数の場合は先着順と致します．

---

氏　名

職　業

住　所

この目録は総会ならびに年会当日は御持参下さい 本文から簡単に取外しできるようになっています。

# 日本地質学会第 63 年総会ならびに年会

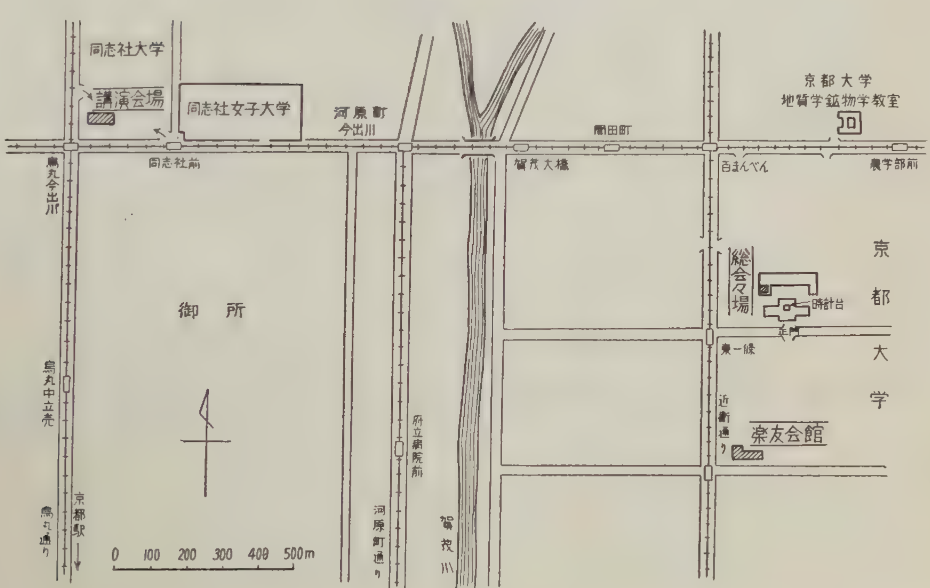
## 期　　日

1956 年 4 月 1 日 (日)——4 月 4 日 (水)

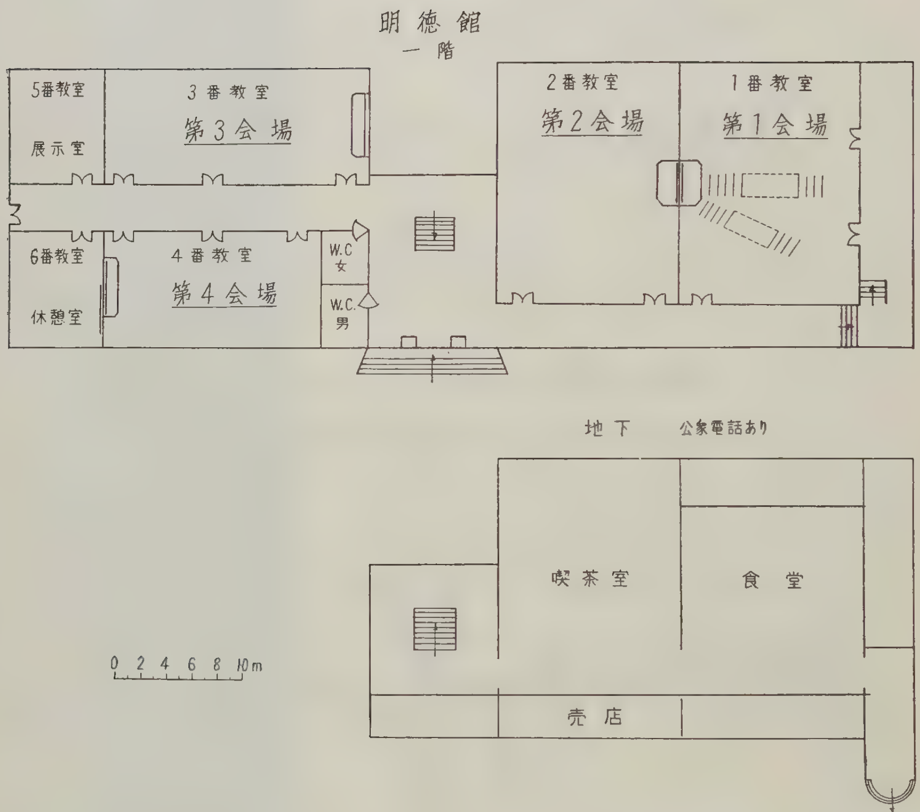
## 会　　場

京都大学法経第 4 教室 (1 日)

同志社大学明徳館教室 (2—4 日)



# 年 会 会 場 案 内



明徳館
一階
5番教室
展示室
3番教室
第3会場
2番教室
第2会場
1番教室
第1会場
6番教室
休憩室
4番教室
第4会場
W.C
女
W.C.
男
地下
公衆電話あり
喫茶室
食堂
売店
0 2 4 6 8 10m

## 日　程　表

| 日 | 会場 | 9.00〜12.00 | 13.00〜17.00 | 17.00〜 |
|---|---|---|---|---|
| 1日（日） | | 10.00〜11.30 特別講演　11.30〜12.00 記念撮影 | 日本地質学会第 63 年総会<br>報告<br>議事<br>自由懇談会 | 懇親会 |
| 2日（月） | 第1会場 | 討論会：古第三系 | 討論会：古第三系 | 変質鉱床，粘土鉱物の小集会<br>堆積小委員会 |
| | 第2〃 | 個人講演：中・古生代 | 個人講演：中・古生代 | |
| | 第3〃 | 〃：鉱物Ⅰ | 〃：鉱物Ⅱ | |
| | 第4〃 | 〃：火山および火山岩 | 討論会：母岩の変質 | |
| 3日（火） | 第1会場 | 個人講演：現世 | 個人講演：堆積 | 地学教育懇談会<br>災害地質研究連絡会<br>石炭に関する小集会 |
| | 第2〃 | 〃：粘土鉱物 | 〃：鉱床 | |
| | 第3〃 | 〃：古生物 | 討論会：熔結凝灰岩 | |
| | 第4〃 | 〃：深成岩　11時より 討論会：中生界 | 〃：中生界 | |
| 4日（水） | 第1会場 | 個人講演：第三紀 | 個人講演：第三紀 | 水文地質研究会 |
| | 第2〃 | 〃：石炭 | 討論会：二畳紀 | |
| | 第3〃 | 〃：地下水 | 個人講演：第四紀 | |
| | 第4〃 | 〃：変成岩 | 〃：変成岩 | |

### 討論会世話人

1. 日本の古第三系（浅野　清・斎藤林次・田代修一・村田茂雄）
2. 鉱床の母岩の変質（岩生周一・須藤俊男）
3. 熔結凝灰岩およびそれに関係ある火山砕屑岩類の諸問題（石川俊夫・久野　久・八木健三・松本唯一）
4. 日本の中生界とくに時代未詳とされていた地層群並びに火成岩類の区分と対比（松本達郎・小島丈児・甲藤次郎・河合正虎・江口元起・橋本亘）
5. 日本の二畳紀（藤本治義・早坂一郎・鳥山隆三・湊　正雄）

### 小集会世話人

変質鉱床・粘土鉱物の小集会（岩生周一・須藤俊男）
堆積小委員会（新野　弘）
石炭に関する小集会（鈴木好一）
地学教育懇談会（藤本治義）
災害地質研究連絡会（堀井　薫・志岐常正）
水文地質研究会（酒井軍治郎・近藤忠三）

**懇親会**並びに**夜間小集会**は**京都大学楽友会館**（左京区近衛通）で行います。（案内図参照のこと）

## 見　学　旅　行

第1班山陰グリンタフ

案内者: 木野崎吉郎・西山省三・岩本昇海・酒井栄吾

日　程: 4月4日夜京都出発，5日～7日.

地　図: 5万分の1　大社，今市，松江.

定　員: 約 30 名

費　用: 約 2,000 円

(見学は7日午前中で終り，同日午後，島根大学においてグリンタフに関する討論会を開く予定．8日希望者があれば松江・古浦間の宍道層群の見学を行う．案内者: 多井義郎・西山省三．なお，坑内見学や峠越などのため，地下足袋，ビニール製レーンコート，ビニール風呂敷を用意されることが望ましい．また鉱山ではカンテラが不足であるから懐中電燈を所有される方は持参されたい.)

第2班奥山田第三系

案内者: 森島正夫・糸魚川淳二・石田志朗

日　程: 4月5日 (日帰り)

地　図: 5万分の1　京都東南部，2万5千分の1　朝宮.

定　員: 40～50 名

費　用: 約 300 円 (貸切バス使用)

(40名以下の場合はバスの使用は止める)

第3班東大和高原領家帯

案内者: 志井田功・中島和一・粉川昭平

日　程: 4月5日～6日

地　図: 2万5千分の1　初瀬・白石，5万分の1　桜井.

定　員: 約 15 名

費　用: 約 800 円

第4班大文字山接触帯

案内者: 早瀬一一・中山　勇

日　程: 4月5日 (日帰り)

地　図: 2万5千分の1　京都東北部，1万分の1　大文字.

定　員: 制限なし

第5班鐘打鉱山 (タングステン)

案内者: 渡辺武男

日　程: 4月5日 (日帰り)

地　図: 5万分の1　綾部.

定　員: 20～30 名

費　用: 約 300 円

第6班舞鶴地帯　中・古生界

案内者: 中沢圭二・志岐常正

場　所: 京都府加佐郡大江町方面

日　程: 4月5日～6日

地　図: 2万5千分の1　河守・三岳山，5万分の1　大江山.

定　員: 30名以内

費　用: 約 1000 円

第7班四国大歩危地方の三波川結晶片岩系の層序岩石

案内者: 藤本治義・小島丈児・光野千春

日　程: 4月5日　朝　京都発 (国鉄) 夕　阿波池田着，池田泊

6～7日　貸切バスにて，中央構造線，点紋片岩帯，小歩危層，川口層の層序岩石，スティルプノメレイン，小歩危・大歩危地区の層序岩石見学．池田にて解散

(他の見学旅行に参加した人は，夜行で6日の朝池田に着いてもよい)

申　込: 第7班に限り往復はがきで，**3月10日**(必着)までに，広島市千田町広島大学理学部地学教室　小島丈児まで申込むこと.

人　数: 25 名

費　用: 未　　定

第8班市内見学 (桂離宮一竜安寺一金閣寺)

日　程: 4月5日午前中

定　員: 50 名

バス代: 約 300 円

(市内見学は見学の手続上2月末日までに総会接待係へ所定の手続きをした方に限ります.)

# 日本地質学会第63年総会

1956年2月20日　　日本地質学会会長　立岩　巖

総会の次第は次の通りです

**4月1日午後**

1. 開　　　会
2. 議長選出
3. 報告事項
   前年度事業経過報告，評議員選挙結果報告，部会報告
4. 承認を求める事項
   前年度評議員会議決事項，前年度決算目録および貸借対照表
5. 研究奨励金授与
6. 審議事項
   昭和31年度事業計画および予算の件
   鉱物部会廃止の件
7. 閉　　　会

## 特別講演

**4月1日午前（総会々場）**

特別講演「恒星および太陽系進化論」……………京都大学理学部教授　宮本正太郎

## 学術講演

### 討論会　(連名の場合最初の方が講演者です)

**4月2日午前・午後（第1会場）**

日本古第三系

1. 九州古第三系
   総　　括……………高橋良平・松下久道・小原浄之助・岩橋　徹・井上英二
   唐津炭田古第三系の新事実……………木原敏夫
   長崎市周縁部古第三系の礫岩と基盤岩類……………橘　行一
   矢上炭田の層序と高島炭田との対比……………鎌田泰彦・西沢利男
   松島・西彼杵・佐世保3層群の関係……………長浜春夫
   天草古第三系の新事実……………波多江信広
   対　　比……………喜多河庸二
   筑紫階の貝化石群……………水野篤行
2. 北海道古第三系
   総括的問題……………佐々保雄
   留萠炭田の層序と構造……………曽我部正敏・須貝貫二・沢田秀穂・上島　宏・佐藤　茂・藤原清丸・佐川　昭・宮下美智夫・鈴木泰輔
   サンケ層並びに達布頁岩に関する新事実……………松野久也・久保恭輔

石狩層群の下限と堆積当初の環境……………………………………………………………………須貝貫二
貝化石群と対比……………………………………………………………………魚住　悟・下河原寿男
3. 常磐——秩父の古第三系
常磐炭田………………………………………………………………江口元起・庄司力偉・鈴木舜一
秩父盆地の貝化石群……………………………………………………………………………………菅野三郎
関東地方の赤平—浅貝階…………………………渡部景隆・新井重三・菅野三郎・平山勝美・弓削田英男
4. 本邦諸炭田古第三系の諸問題………………………………………………………………………………斎藤林次
5. 日本古第三紀の古生物
有　孔　虫……………………………………………………………………………浅野　清・村田茂雄
*Amynodon* ……………………………………………………………………………………………………高井冬二
植物化石群………………藤岡一男・遠藤誠道・島倉巳三郎・徳永重元・棚井敏雅・高橋　清・岡崎由夫

## 4月2日午後（第4会場）

## 鉱 床 母 岩 の 変 質

A．温泉地帯の変質
6. 群馬県万座温泉附近における岩石の変質について……………………………………………………中村久由
7. 強酸性温泉および硫気による岩石の変化に関する 2・3 の観察…………………………………湊　秀雄
B．硫黄鉱床に伴う変質
8. 松尾硫黄硫化鉄鉱床の研究（3）　母岩の変質について……………………………………………高橋維一郎
9. 硫黄鉱床に伴う母岩の変質作用に関する 2・3 の考察……………………………………………向山　広
C．浅熱水性（黒鉱を含む）金属鉱床に伴う変質
10. 鴻之舞鉱山の鉱床母岩の変質…………………………………………………………………………浦島幸世
11. 北海道大金鉱山西谷鉱群における岩石変質…………………………………………………………秋葉　力
12. 須坂鉱山粘土脈中での重金属類の分布と形態……………………………………………野沢和久・北崎梅香
13. 大江鉱山の鉱の内変質と変質露頭の関係について…………………………太田垣亨・山崎武士・佐々木久
14. 土畑鉱山の母岩の変質について…………………………種村光郎・高橋　清・砂川一郎・大津秀雄・郷原範造
15. 秋田県花輪鉱山山吹鉱体の母岩に見られる変質……………………………………………………中村　正
D．石膏鉱床に伴う変質
16. 石川県能登鉱山の変質帯について…………………………………………杉浦精治・福尾券一・中谷　勉
E．比較的高温生成の鉱床に伴う変質
17. 足尾鉱山における母岩の変質（その2）——鉱化作用と母岩の変質との関係——…………………中村　威
18. 群馬県余地峠附近より新しく発見された絹雲母・パイロフィライト並びにその
鉱床母岩の変質について……………………………………………………………………………………児玉秀臣
F．キースラーガーに伴う変質
19. 下川鉱山の鉱床母岩の変質…………………………………………………………………………………沢　俊明
20. 日立鉱山の母岩の変質と変成交代岩の関係………………………………………………………………黒田吉益
G．石綿鉱床に伴う変質
21. 北九州滑石鉱床に見られる母岩の変質……………………………………………………内田義信・牟田邦彦
H．変質に関連する一般的問題
22. 湯ケ島鉱山のプロピライト…………………………………………………………………………………藤原隆代
23. 変質帯に見られる不安定な鉱物組合せ……………………………………………………………………岩生周一
24. 黒鉱鉱床に見られる母岩変質帯生成の場の近似理論の組立て……………………………………須藤俊男

## 4 月 3 日 午 後 (第 3 会場)

### 熔結凝灰岩及びそれに関係ある火山砕屑岩堆積物

25. 北　海　道

北海道の熔結凝灰岩……………………………………………………………………………石川俊夫

26. 東 北 地 方

東北地方の熔結凝灰岩および軽石流……………………………………………………………八木健三

中新世の熔結凝灰岩……………………………………………………………………………北村　信

会津白河地方の石英安山岩質凝灰岩……………………………………………渡辺万次郎・鈴木敬治

27. 関東・中部地方

関東・中部地方の軽石流または熱雲堆積物および熔結凝灰岩

…………………………………………………………久野　久・山崎正男・一色直記・荒牧重雄

所謂塩川層地域の welded tuff ……………………………………飯島南海夫・甲田三男・石和一夫

柵層上部の酸性凝灰岩…………………………………………………………………竹下　寿・八木健三

28. 近畿・中国・九州地方

九州の熔結凝灰岩類……………………………………………………………………………松本唯一

耶馬渓熔結凝灰岩……………………………………………………石井清彦・谷田勝俊・青木謙一郎

鹿児島湾北東方のシラス・灰石…………………………………………………………………沢村孝之助

南九州のいわゆる "シラス"……………………………………………種子田定勝・宮地貞憲・森田準之助

鹿児島県にある 2・3 の "泥熔岩"………………………………………………………………有田忠雄

29. 一 般 問 題

熔結凝灰岩に関する 2・3 の問題…………………………………………………………………土居繁雄

Pyroclastic flow の分類 ……………………………………………………………………………荒牧重雄

## 4 月 3 日 午 前 (11 時 よ り); 午 後 (第 4 会 場)

### 日本の中生界――とくに時代の未詳とされていた地層群ならびに火成岩類の区分と対比

30. 北海道中生界研究の現段階………………………………………………………紹介　橋本　亘

協同発表者: 浅野　清・猪木幸男・伊田一善・今西　茂・石山昭三・浦野竜一・遠藤隆次・小山内熙・河合正虎・河内洋裕・神戸信和・小岩井隆・小高民夫・酒匂純俊・佐々保雄・佐藤敬司・沢　俊明・鈴木　醇・鈴木　守・高柳洋吉・田中啓策・武田裕幸・谷口久能・長尾捨一・中島秀雄・中添　亮・橋本　亘・秦　光男・長谷川潔・春城清之助・番場猛夫・正谷　清・松野久也・松本達郎・松下勝秀・三谷勝利・湊　正雄・山口昇一・吉田　尚

31. 北上山地に新たに確認された中生層…………長谷弘太郎・坂東祐司・高橋功二・小貫義男・半沢正四郎

32. 東海および関東の中生界………………………………………………………紹介　藤本治義

協同発表者: 大山年次・尾崎　博・斎藤登志雄・石塚末吉・桂田　保・前田四郎・矢部之男・鈴木道夫・木村達明・亀井節夫・松島信幸・岩井四郎・窪田定雄・小林二三雄・斎藤正次・磯見　博・木野義人・藤本治義

33. 北陸および飛騨の中生界………………………………………………………紹介　河合正虎

協同発表者: 前田四郎・松尾秀邦・木村達明・林　良和・藤　則雄・磯見　博・河合正虎

34. 四国および畿南の外帯中生界についての新知見ならびにその時代未詳層群について

……………………………甲藤次郎・須鎗和巳・山下　昇・山際延夫・志井田功・梅田甲子郎・木村敏雄

35. 九州南部の時代未詳層群……………………………………橋本　勇・野田光雄・宮久三千年・斎藤正次・神戸信和・井上正昭・木野義人
36. 九州北西部の時代未詳地質系統……………………………………………………植田芳郎・高橋　清
37. 本邦中生代の花崗岩類………………………………………………柴田秀賢・岡田　茂・原喜久男
38. 白堊紀花崗岩に関する 2・3 の問題……………………………………………………………冨田　達

## 4月4日午後（第2会場）

## 日本の二畳紀

39. 関東および中部地方の二畳系の化石帯…………森川六郎・藤本治義・松崎　尚・河田茂磨・小林　学・猪郷久義・赤木三郎・西川　功・藤田博志・佐藤敏彦・鹿沼茂三郎
40. *Lepidolina* zone と *Yabeina* zone との関係
……………………………………………………中沢圭二・石井健一・志岐常正・清水大吉郎・野上裕生
41. *Neoschwagerina* zone と *Parafusulina* zone との関係…………勘米良亀齢・橘　行一・河野通弘
42. 本邦の *Neoschwagerina* 帯について…………………………………………………………湊　正雄
43. 関東および中部地方の二畳系の礫岩層
……………………………………………鹿沼茂三郎・坂上澄夫・加納　博・亀井節夫・猪郷久義・佐藤敏彦
44. 二畳系の礫岩層の問題……………………………………石井健一・勘米良亀齢・吉村典夫・橘　行一
45. 北上山地二畳系の岩相区分とその対比……………………………………小貫義男・盛合禧夫・浅間一男

## 個人講演（連名の場合最初の方が講演者です）

## 4月2日午前・午後（第2会場）

## 中・古生代

46. 華北の奥陶系層序区分………………………………………………………………………小幡忠宏
47. 模式地の石炭系鬼丸層について……………………………………………山田弥太郎・小貫義男
48. 岩手県気仙郡上有住村小松附近の地質構造…………………………………………武田裕幸・垣見俊弘
49. 本邦中・古生代礫岩中の花崗岩礫について……………………………………………………加納　博
50. 岐阜市東部の古期岩層について……………………………………………………井上真一・林　唯一
51. 丹波地帯南部の二畳系と紡錘虫化石について………………………………………………坂口重雄
52. 広島県帝釈峡産古生代石灰藻の層位学的古生物学的研究…………………………………遠藤隆次
53. 兵庫県西南部の中古生層の研究――竜野市北西部附近の地質……………………後藤博弥・中田正次
54. 北海道中軸帯において最近見出された 2・3 の白堊紀層について……………………………今西　茂
55. 北海道中軸の中部上部蝦夷層群………………………………………………………………田中啓策
56. 北海道中軸地帯の地質構造について　（その1）………………………長尾捨一・橋本　亘・小山内熙
57. 北海道中央部の日高帯粘板岩層にみられる構造と変質……………………………………長谷川潔

---

58. 関東山地日原川流域の中・古生界　（その1）……………………………………田附治夫・千坂武志
59. 利根川水源地域の中生界について………………………………………………………小林二三雄
60. 美禰統（三畳系）に見られる Cyclothem について……………………………………………徳山　明
61. 来馬層群の層序について……………………………………………………………佐藤　正・速水　格
62. 和泉山脉中部の和泉層群について……………………………………………………………堀井　篤
63. 赤石山地北中部の地質構造の概要……………………………………………………松島信幸・岩井四郎
64. 徳島県桜谷地域の地質について……………………………………………………………須鎗和巳

65. 勝浦川盆地の上部白堊系について……………………………………………………………………山下　昇
66. 宮崎県綾北，南川流域の未詳中生層について……………………深田淳夫・陶山国男・篠木嶺二・大矢　暁
67. 上部白堊系の化石帯と国際対比…………………………………………………………………………松本達郎
68. 日本産白堊紀甲殻十脚目…………………………………………………………………………………今泉力蔵
69. 本邦産中生代層の花粉胞子の化石………………………………………………………………………島倉巳三郎
70. 茨城県大洗層産大洗植物群の検討………………………………………………………………………大山年次
71. 阿武隈山地高倉山附近の地質……………………………………………………柳沢一郎・他平地学同好会

### 4月2日午前・午後（第3会場）

### 鉱　　　物

73. 福島県[illegible]山岳ペグマタイト産数種の鉱物……………………………………………長谷川修三・大森啓一
74. 変成岩の中の斜長石のX線による観察…………………………………………………………………佐藤信次
75. 飛騨変成帯にみられる眼球状片麻岩類と，それにともなう微斜長石…………………………………山田敬一
76. 北海道胆振国室蘭岳火山岩中の灰長石の化学成分とその母岩について……………………………佐藤文男
77. 雲母類に含有せられる微量成分元素について（その1）………………………………………………立川正久
78. 含リチウム雲母の研究……………………………………………………西村新一・鵜飼保郎・橋本好一
79. 阿武隈変成岩中の電気石岩について……………………………………………………………………近藤精造
80. 愛知県東山のルチル………………………………………………………………………………………鈴木重人
81. Hydromagnetite について ………………………………………………………………南部松夫・竹内常彦
82. 酸化鉱物と硫化鉱物との微量元素について………………塩崎平之助・山口正雄・林　宏・長沢敬之助
83. 九州産閃亜鉛鉱・方鉛鉱中の微量成分（Ⅱ）……………………………………………………………牟田邦彦
84. 秩父鉱山産のいわゆる“fused galena”について…………………………………………………………飯塚正勝

85. 局部分光分析法を用いた鉱物の研究方法…………………………………………………村岡久志・湊　秀雄
86. トラックオートラジオグラフによる放射能鉱物の Th，U 比の測定………………………………早瀬一一
87. 岩石の表面による反射に関する理論……………………………………………………花岡敬郎・熊谷直一
88. 岩石の流動学的特性について……………………………………………………………………………西原正夫
89. 鉱物の比熱に関する研究（第1報）……………………………………萱木浅彦・田代忠一・山脇友治郎
90. 磁硫鉄鉱と金属銅間の固相拡散について…………………………………………………田代忠一・萱木浅彦
91. 酸化第一鉄——石英系の真空炉による固相反応とその活性化エネルギーについて…杉村　隆・成瀬　省
92. 無定形珪酸鉱物の誘電現象……………………………小泉光恵・桐山良一・北垣陸三郎・河合七雄
93. 赤鉄鉱のC面の表面構造，特に growth layer と Screw dislocation …………………………砂川一郎
94. 黄鉄鉱の特性について（第6報）………………………………………………………大塚良平・早瀬喜太郎
95. 斜方輝石の化学成分と屈折率との関係……………………………………………………………………堀福太郎
96. 本邦産ジルコンのメタミクテイゼイション……………………………………………………………上田健夫
97. 結晶片岩の磁性……………………………………………………………………………………………安川克巳
98. 岩石・鉱物の磁性［Ⅰ］鉱物の磁性…………………………………………………………………………久米昭一
99. 同　　　　　　　［Ⅱ］〃　同　……………………………………………………………………………笹島貞雄
100. 同　　　　　　　［Ⅲ］岩石の磁性…………………………………………………………………………川井直人
101. 箱根・伊豆地方の古地磁気学…………秋本俊一・永田　武・久野　久・清水吉雄・小島　稔・上田誠也

### 4月2日午前（第4会場）

### 火山および火山岩

102. 日本の火山帯について………………………………………………………………………………………鮫島輝彦

103. 北海道渡島大島火山の地質と岩石……勝井義雄
104. 霊山火砕岩層中の火山岩類について（白根周辺）……八島隆一
105. 山頂の重力から見た富士山平均密度……熊谷直一・阿部悦夫
106. 伊豆天城火山の火山岩中の微量成分について……倉沢　一
107. 八丈島東山火山の地質と岩石……一色直記
108. 佐渡小木半島の picrodolerite sill について……茅原一也
109. 紀伊半島南西の彎曲岩脈について……羽田　忍
110. 三瓶火山の所謂赤褐色熔岩について……山口鎌次
111. 長崎県針尾島の讃岐岩及び玄武岩……山口　勝
112. 長崎県壱岐島の磁鉄鉱斑晶を有する玄武岩について……松井和典
113. 佐賀県加唐島のアルカリ岩……青木謙一郎
114. 阿蘇外輪河原村産の玄武岩……松本幡郎

### 4月3日午前（第1会場）
### 現　　　世

115. 相模湾の海底地形について……茂木昭夫・小向良七
116. 新潟県沖の海底地形と底質……星野通平・工藤慶策
117. 津軽海峡西口附近の海底地形……小向良七
118. 日本近海の新発見礁堆の底質……新野　弘
119. 若狭湾西部の底質について……押手　敬
120. 盆地・峡谷に於ける河川の流速（荒川砂量調査　第3報）……大矢雅彦
121. 1955年における荒川の流出土砂量……深田守作・渡部景隆・新井重三
122. 紀伊半島における電源開発計画に伴う地質的諸問題……一杉武治・福竹養造
123. 四国奈半利川水系に於けるダム地質とその調査……桐谷文雄・永峰良則

### 4月3日午前（第2会場）
### 粘　土　鉱　物

124. 名古屋市東山地域の風化成・堆積成粘土鉱物について……都築芳郎
125. 瀬戸附近の蛙目・木節粘土について……種村光郎
126. 東海地方産の白粘土について……福尾券一
127. 古琵琶湖層の堆積状態について――比良山麓地方の地層中の粘土鉱物について――……兼松四郎
128. 第三紀凝灰質頁岩土壌中の粘土鉱物について……増井淳一
129. 秋田県岩見三内のいわゆるベントナイトについて……本多朔郎
130. 金倉鉱山産長週期粘土鉱物について……木村守弘
131. 所謂「酸性白土」試料に推定せられる混合層型式……林　久人
132. 粘土層の有機物含有量と塩基置換容量について……鶴巻道二
133. 粘土鉱物の OH による赤外吸収について……柿谷　悟
134. 粘土鉱物の誘電特性とその解釈……鵜飼保郎・横井俊雄
135. 岩体中に於ける放射能の分布について……初田甚一郎
136. ペグマタイト及びその附近に於ける放射能分布……伊　一・初田甚一郎

### 4月3日午後（第2会場）
### 鉱　　　床

137. 接触変成帯附近に於ける放射能分布……西村　進・初田甚一郎

138. 岐阜県恵那郡蛭川村恵比寿タングステン鉱山の鉱床
——特にグライゼン化作用と二三の鉱物の産状について——……加藤　昭
139. 亀岡市行者山花崗岩中の微粒放射能鉱物について……堤　得道・早瀬一一
140. 日本の含マンガン鉄鉱石について……高島　彰
141. 阿武隈福石鉱床特に含マンガン鉄鉱について……阿部　宏・苣木浅彦
142. 2，3の変成岩・変成鉱石中における鉄・マンガン鉱の組織共生（とくに bixbyite, braunite, jacobsite について）……宮久三千年
143. 新潟県大倉鉱山産ニッケル鉱物について……郷原範造
144. 鳥取県多里地方のクローム鉄鉱並に母岩に関する研究（2）……北原順一
145. 能登石膏鉱山附近の地質と鉱床……大塚寅雄・杉浦精治・福尾券一・石田志朗・喜田悠一郎
146. 足尾鉱山の鉱脈系統について……草薙忠明
147. 足尾鉱山産鉱石の反射顕微鏡的研究 I（自然金の粒度及び共生関係）……山江徳載
148. 山形県小山鉱山の地質及び鉱床……保科恒二・苣木浅彦
149. 本邦の葉蝋石鉱床と随伴鉱物について……上野三義
150. 花岡鉱山附近の粗粒玄武岩の熱水変質作用について……大矢　暁
151. 鉱脈の末期に産出する紫水晶について……戸苅賢二

## 4月3日午前（第3会場）
### 古　生　物

152. 東京湾南部の有孔虫群集に関する一考察……桑野幸夫・桑野恵子
153. 鹿児島県吉田介層の有孔虫化石……高柳洋吉
154. 十勝国中川郡豊頃村より産する中新世有孔虫化石について……吉田三郎
155. 秋田県和田油田太平川北部流域地質の微古生物より見たる層序関係……古藤次郎
156. 鳥海山北麓に於ける船川層の微化石層序について……藤田逸人
157. 粟川層群（中新統）の化石有孔虫について……藤田至則・伊藤七郎
158. 静岡県掛川鮮新統の微化石層序……千地万造
159. 岡山県津山中新世有孔虫化石群について……森島正夫・品川洋之助
160. 中国近畿新第三系要地の微化石層序序説——山陰区と瀬戸内区との関係——……多井義郎
161. キサゴの疣の進化について……永沢譲次
162. *Palliolum peckhami*の時代的変異……歌代　勤
163. 銚子半島名洗層産化石補遺……尾崎　博

## 4月3日午前（第4会場）
### 深　成　岩

164. 北部日高帯奥士別地域の地質——特に輝緑岩について——……酒匂純俊
165. 北部北上山地田野畑花崗岩体の微量成分……植田良夫・石井清彦・千藤忠昌
166. 神岡鉱山附近のひだ変成帯，特に塩基性深成岩類について……平井喜郎
167. ひだ船津花崗閃緑岩中の煌斑岩質岩脈について……野沢　保
168. 広島附近の花崗岩類について……吉田博直・添田　晶・八木　昌
169. 西南日本各地の花崗岩中に分布する閃長岩質岩石（予報）……村上允英
170. 北部高縄半島の花崗岩類の岩石学的研究……濡木輝一
171. 鹿児島県薩摩郡北部の斑状花崗閃緑岩及び捕獲岩……大庭　昇

172. カルク・アルカリ岩中の Ni・Cr・V について……………………………………………牛来正夫・黒田六郎
173. 深成岩中の Ra 含有量……………………………………………………………………………桃井 斉・古賀昭人

## 4月3日午後(第1会場)

### 堆　　　積

174. 石狩平野篠津(シノツ)泥炭地に於ける地表下の状態について……………………………………………………尾原信彦
175. 琵琶湖湖底の泥質物について……………………………………………………………繁沢和夫・久保勝美
176. 亀ノ尾頁岩の二三の試料の鉱物組成……………………………………………………………………金田たみ
177. 釧路炭田浦幌層群中の重鉱物組成について………………………………………………………………飯島 東
178. 東山油田における砂岩類について(予報)…………………………………………………………………河井興三
179. 秩父盆地第三紀層の堆積学的研究……………………………………………………………………………新井重三
180. 知多半島の中新統中の砂岩岩脈について…………………………………………………………………林 唯一
181. 静岡県浜名湖西南岸洪積層の堆積状態と斜交層理…………………………………………………………加藤芳朗
182. 塩原山地赤滝湖成層の堆積環境………………………………………………………………………………鈴木陽雄
183. 堆積物の粒度分布型について——堆積機構の基礎的研究(その8)……………………………………木村春彦
184. 動堆積場における地層生成機構について(1)………………………………………………………………庄司力偉
185. 新庄堆積盆地の岩相層序学的問題について……………………………………………………加藤磐雄・阿部正宏
186. 新潟県北部の下部新第三系に関する堆積学的研究
………………………………………………………西田彰一・津田禾粒・菊地俊栄・佐藤 仁・島岡宣夫
187. 裏日本含油第三系中のいわゆる珪質頁岩層の岩相の変化とその堆積環境
……………………………………………………………………………………藤原 昭・北崎梅香・柳下秀晴
188. 堆積岩中の有機物の組成とその堆積環境との関係……………………………………………北崎梅香・柳下秀晴
189. 緑色凝灰岩の地球科学的研究(予報)………………………………………………………………香山 勲・横田陽子

## 4月4日午前・午後(第1会場)

### 第　　三　　紀

190. 東北日本の第三系の対比に関する一考察……………………………………………………………………福田 理
191. 秋田県男鹿半島上部新生代層の層序(予報)…………………………………………………………………高安泰助
192. 男鹿半島グリンタフの層序と火成活動(その2)……………………………………………………………宮城一男
193. 新庄盆地周辺第三系下部層の層序区分と堆積環境について
——金山層基底から台島型植物群の発見——………………………………………………………………田口一雄
194. 秋田県平鹿郡及び雄勝郡のグリンタフについて——特に小繋層の層序について——
…………………………………………………………………………………北村 信・甲斐祺一郎・武藤 章
195. 西田川炭田にみられる造構造運動・堆積過程と火成活動との関連について
……………………………………………………………………………………皆川 真・西田彰一・茅原一也
196 大戸層についての 2・3 の知見
………………………………鈴木敬治・八島隆一・吉田 義・鴫原壮平・伊藤七郎・菅野五郎・渡辺 正
197. 新潟県守門岳南方地域の地質について……………………………篠木嶺二・陶山国夫・大矢 暁・羽田 忍
198. 富山県東礪波丘陵の地質………………………………………………………………………………………坂本 亨
199. 能登半島北東部の地質…………………………………………………………………………増田孝一郎・石田志朗
200. 富山県灘浦地方の新第三系の層序……………………………紺野義夫・中世古幸次郎・松島 洋・発田 力・
高畠好雄・藤井昭二・牧 堯信・北村幸吉・中塩和彦・森 久雄
201. 北但馬地域の新生代層について……………………………………………………………………弘原海清・松本 隆

202. 北陸の新生代火山活動史と太美山層群の意義について……………………………………池辺展生・松本　隆
203. 本宿層北縁に関する二，三の事実と考察……………………………………………………………伊藤和明
204. 長野県上田市北方の地質…………………………………………………………………………山岸いくま
205. 長野県北部野尻湖周縁の地質と象化石……………………………………………富沢恒雄・森下　晶
206. 長野県麻績川北部の地質学的諸問題…森下　晶・沢井　清・小黒譲司・田中邦雄・田中茂門・宇治基宦
207. 信州・別所・青木地方の地質………林　　等・山岸いくま・伊佐早晋・新田義信・水品静雄・歌代　勤
208. フオッサマグナ東縁地帯の温泉群について………………………………………………………中村久由
209. 山梨県南都留郡道志川流域の地質・地形について…………………………………………………小林福造
210. 長野県富草村附近の第三紀層………………………………………………木村一朗・山口　晃・林　唯一
211. 岐阜県帷子村附近の第三系…………………………………………………………………………吉田新二
212. 岐阜県養老郡牧田川上流地域の地質………………………………………………………………安田敏夫
213. 津市西方に於ける一志・奄芸両層群の関係…………………………………………………………荒木慶雄
214. 石鎚山層群の層序について……………………………………………………………永井浩三・堀越和衛
215. 鳥取市東南方大成村附近の新第三系…………………………………………………西脇正巳・今村外治
216. 山口県油谷湾地方の菱海層群について……………………………………………今村外治・和田　健
217. 杵島層群の南北の岩相の変化について……………………………………………………………井上英二

## 4月4日午前（第2会場）

## 石　　　　　炭

218. 北海道第三紀鮮新世以降の花粉分析…………………………………………………………………井口休夫
219. 石狩炭田主要炭層の花粉学的特徴について…………………………………………………………徳永重元
220. 山形県左沢（アテラザワ）亜炭田の花粉分析…………………………………………………………………山形　理
221. 第三系花粉層位学的研究〔1〕——(粕屋・福岡地区)………………………………………………高橋　清
222. 雫石盆地の化石植物群（第1報）——御所 **Flora** について…………………………………………村井貞允
223. 北海道における古第三紀植物群の概観………………………………………………………………棚井敏雅
224. **Cycadeoidea** について……………………………………………………………………………遠藤誠道
225. 露頭炭の顕微鏡的観察…………………………………………………………………………………中栁靖夫
226. 常磐炭の不透明成分とその起原……………………………………………………鈴木舜一・江口元起
227. 空知背斜西翼の登川・美唄両夾炭層の堆積機構と炭層の消長………………………………………柴岡道夫
228. 常磐岩田に於ける天然瓦斯について…………………………………………………………………荒川　透
229. 石炭からガスが放出される機巧とその組成（坑内ガスの利用と災害防止の基礎研究）
…………………………………………………………………………鈴木好一・北崎梅香・荒木春視

## 4月4日午前（第3会場）

## 地　　　下　　　水

230. 下北半島田名部町周辺の地下水と地質との関係…………………………郷原保真・三井嘉都夫・横山時秋
231. 岩手県松川温泉について…………………………………………………………………………………藤田勇雄
232. 仙台附近の地下滞水層……………………………………………………………………奥津春生・藤田博志
233. 八ケ岳山麓の溜池漏水調査の一例……………………………………………陶山国男・松山光佑・君島　格
234. 濃尾平野の地下水と地質構造との関連について…………………………………………杉崎隆一・松沢　勲
235. 岡山県倉敷平野北部の水理地質……………………………………………………柳下秀晴・鈴木好一

236. 重力測定結果から見た広島市下の基盤……………………………吉村雄三郎・熊谷直一・阿部悦夫
237. 華北における黄土層の地質学的研究――察南張家口平門区域の黄土層…………………………酒井栄吾
238. 沖永良部島のいわゆるラテライト性赤色土壌……………………………………松井　健・渡辺岩井

**4月4日午前・午後（第4会場）**

## 変　成　岩

239. 日高国幌満川中流に見られる二，三の含菫青石片麻岩……………………………………浅井　宏
240. 日高変成帯南部，音調津ドームの構造について……………………………………木崎甲子郎
241. 北上山地に於ける薄衣礫岩中の特に石灰岩礫の変成現象……………………………………鈴木淑夫
242. 岩手県宮古市根市ドロマイト鉱山の小藤石について……………………………………渡辺武男・加藤　昭
243. 花崗質岩石の貫入に伴う所謂 contact metamorphism と化学元素（主成分及び微量成分）のbehaviour について（――北上・越喜来型花崗岩の場合――）……………………………………岡田　茂
244. 御在所・竹貫地方にみられる花崗岩化作用について……………………………………小倉義雄
245. 南部阿武隈高原宮本複合岩体と周囲の変成岩類……………………………………渡辺岩井
246. 変成帯に於ける glaucophane schist facies について……………………………………鈴木　醇
247. 三波川結晶片岩の結晶作用と Gefüge……………………………………中山　勇
248. 関東山地東部のいわゆる「御荷鉾帯」について……………………………………関陽太郎
249. 別子点紋片岩帯の地質構造について……………………………………秀　敬・吉野言生・小島丈児
250. 徳島市眉山結晶片岩地域の線構造……………………………………岩崎正夫

251. 5万分の1「赤穂」「飯田」「上松」「妻籠」図巾地域内の地質――長野県南部の領家帯およびその西方の地質について――……………………………山田直利・村山正郎・河田清雄・片田正人
252. 駒ケ根市東部の領家変成岩について……………………………………端山好和
253. 長野県上伊那郡南向村附近の花崗岩類……………………………………山田哲雄
254. 大和・伊賀・伊勢国境附近の領家帯の地質構造……………………………………吉沢　甫
255. 大和大淀・上市町附近における和泉砂岩層……………………………………鈴鹿恒茂
256. 紀伊山地（奈良県宇陀郡御杖村地方）の領家変成岩類――特にその斜長石双晶法式について――……………………………………諏訪兼位
257. 紀伊山地（奈良県宇陀郡御杖村地方）の領家変成岩類――特に Ni, Co の含有量について……………………………………林　宏・諏訪兼位
258. 東大和高原における領家式諸岩類の分布及び相互関係の概要（予報）……………………………………中島和一・志井田功・梅田甲子郎・粉川昭平
259. 石灰岩の交代変成作用……………………………………小林英夫
260. 富山県黒部川下流地方の藍晶石-紅柱石-十字石-ざくろ石千枚岩について……………………………………石岡孝吉・諏訪兼位
261. 富山県高清水附近のキンツァイトの成因……………………………………青木　斌・小林英夫
262. 富山県西南部水無附近に見られる縞状片麻岩と黒雲母角閃石片麻岩及びミグマタイト質岩石の関係……………………………………鈴木　守
263. 丹沢山地変成岩の変成度の分布と地質構造の関係……………………………………飯山敏道
264. 丹沢南部変成帯の微量元素について……………………………………石川秀雄
265. 山口県河山鉱山附近の衝上帯におけるb線構造を切る褶曲軸の存在……………………………小島丈児・秀　敬・吉田博直・吉野言生・井上　保・岡村義彦・光野千春
266. 鳥取県若桜町附近の三郡変成岩について……………………………………宮川邦彦

267. 長崎・野母半島の交代岩類……大島恒彦
268. ネパールヒマラヤ，マナスル山周縁の地質……橋本誠二

## 4月4日午後（第3会場）
## 第　四　紀

269. 根釧原野の地質——とくに摩周統火山灰について——
……北川芳男・湊　正雄・瀬尾春雄・佐々木竜夫・後藤計二・富岡悦郎
270. 渡島大沼湖岸段丘と蝦夷駒ヶ岳の地殻運動
——北海道火山湖沿岸の地形学的研究，第3報……堀江正治
271. 宇都宮附近の関東ローム層の層序……阿久津純
272. 赤城火山周縁の関東ローム層……新井房夫
273. 中央アルプス氷蝕圏谷底のローム層……小林国夫・森　義直・原田哲朗・河内晋平
274. 讃岐の火山灰層について……田上政敏・斎藤　実
275. 水戸市附近に分布する成田層……斎藤登志雄・石井二夫・尾崎　博
276. 下末吉層堆積時の古地形……羽鳥謙三
277. 静岡県有度山の地質および地形について……土　隆一
278. 三方原台地周辺第四紀層中の化石群集について……井上正昭
279. 知多半島野間貝層に関する二三の問題……近藤善教・志井田功・嘉藤良次郎・松沢　勲
270. 三重県先志摩地方の鵜方層の堆積状態について……山田　純
281. 近畿地方における現生及び化石ミツガシワ……粉川昭平
282. 中九州に於ける第四紀の地殻運動……首藤次男
283. 本邦第四系の細分と対比試案……井尻正二・湊　正雄

地質学雑誌 第62巻 第725号 昭和27年6月10日第三種郵便物認可 昭和 31 年2月25日 発行(毎月1回25日発行)

# THE JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

**Vol. LXII, No. 725, February, 1956**

## CONTENTS



昭和 31 年 2 月 20 日印刷　　昭和 31 年 2 月 25 日発行　　定価 100 円
編集兼発行者　東京大学理学部地質学教室内　日本地質学会　坂田嘉雄
(振 替 口 座 東 京　2 8 0 6 7)
印　刷　者　東京都北区上中里1の35　株式会社 双 文 社　倉沢直男

All Communications relating to this Journal should be addressed to the

**GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN**

Geological Institute, Faculty of Science, Tokyo University, Japan